МИОЦЕН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеграфия)



научный мир

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE OF MARGINAL SEAS GEOLOGICAL INSTITUTE INSTITUTE OF OCEANOLOGY Krasheninnikov V.A., Basov I.A., Golovina L.A., Dmitrenko O.B., Kazarina G. Kh., Kruglikova S.B., Mukhina V.V., and Ushakova M.G.

NORTHEASTERN ATLANTIC AND EASTERN MEDITERRANEAN MIOCENE

(BIOSTRATIGRAPHY, PALEOECOLOGY, PALEOGEOGRAPHY)

MOSCOW Scientific World 1999 В.А. Крашенинников, И.А. Басов, Л.А. Головина, О.Б. Дмитренко, Г.Х. Казарина, С.Б. Кругликова, В.В. Мухина, М.Г. Ушакова

МИОЦЕН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

(БИОСТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ)

МОСКВА Научный мир 1999 УДК 551.782.1 (261+262): 551.7+577.4+551.8 М 63 ББК 28.1

ISBN 5-89176-070-3

Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Мухина В.В., Ушакова М.Г.

МИОЦЕН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеография). - М.: Научный мир, 1999. – 204 с.

Рассмотрены таксономический состав и стратиграфическое распространение карбонатных (фораминиферы, наннопланктон) и кремневых (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты) микроорганизмов в миоценовых осадках Северо-Восточной Атлантики и синхронных морских отложениях Восточно-Средиземноморского бассейна (Кипр, Сирия). Проведен экологический анализ ассоциаций всех групп ископаемых микрофоссилий, встреченных в разных биогео-графических областях, от экваториально-тропической до бореальной. На основе комплексного анализа оригинальных и опубликованных данных по микропалеонтологии, стратиграфии, литологии, тектонике и других установлена последовательность основных палеоклиматических, палеоокеанологических и палеогеографических событий миоценового времени, имевших место в изученном регионе. Приводятся изображения наиболее значимых в стратиграфическом и экологическом отношениях видов планктонных фораминифер и наннопланктона.

Табл. 18. Ил. 30. Палеонт. фототабл. 16. Библ. 304 назв.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64257)

Krasheninnikov V.A., Basov I.A., Golovina L.A., Dmitrenko O.B., Kazarina G. Kh., Kruglikova S.B., Mukhina V.V., and Ushakova M.G.

NORTHEASTERN ATLANTIC AND EASTERN MEDITERRANEAN MIOCENE (biostratigraphy, paleoecology, paleogeography). Moscow, Scientific World, 1999. – 204 p.

Taxonomy and stratigraphic distribution of calcareous (foraminifers, nannoplankton) and siliceous (radiolarians, diatoms, silicoflagellates) microfossils occurrring in Miocene sediments of the Northeast Atlantic and coeval marine deposits of the East Mediterranean basin (Cyprus, Syria) are considered. Ecological properties of all the microfossil groups studied are analyzed for different, from the equatorial-tropical to boreal, biogeographic provinces. Based on the complex analysis of original and published data on micropaleontology, stratigraphy, lithology, tectonics, and others, succession of main oceanic, climatic, and paleogeographic events that occurred in the study region during the Miocene time is established. Images of some planktonic foraminifera and nannoplankton species most important with respect of stratigraphy and ecology are given.

Tabl.18. II.30. Paleontolog. fototabl.16. Bibl. 304 titles.

© Коллектив авторов, 1999 © Научный мир, 1999

-

введение

Предлагаемая работа посвящена одному из критических периодов в кайнозойской истории Земли. Именно в течение миоценового времени в Мировом океане окончательно сформировалась система циркуляции водных масс, близкая к современной. Это явилось следствием, прежде всего, тектонических процессов в Южном полушарии, которые сопровождались движением литосферных блоков на север. В конечном итоге они обусловили прекращение в низких широтах свободного водообмена между океанами и образование Североатлантического бассейна на месте Западного Тетиса, сообщавшегося с Тихим океаном через проливы между Северной и Южной Америкой, и Средиземноморского бассейна. Последний после закрытия Восточного Тетиса и значительного позднеолигоценового падения уровня океана распался на серию полузамкнутых морских бассейнов со своеобразными биономическими условиями, что нашло отражение в населявшей их биоте.

Изучение морских отложений, накопившихся в этих бассейнах, и их корреляция с одновозрастными океаническими осадками сталкивается с определенными трудностями. Это связано с тем, что в осадочных толщах подобных бассейнов запечатлены события разного масштаба: субглобальные, региональные, локальные.

Разграничение этих событий возможно только на основе комплексного подхода в исследованиях, т.е. всестороннего изучения осадков океанических и морских бассейнов (их строения и литологии) с одновременным анализом таксономического состава и экологии заключенных в них различных групп организмов. При этом должно учитываться также своеобразие палеогеографических связей этих бассейнов как между собой, так и с океанами.

Подобный подход мы старались использовать при исследовании миоценовых отложений Северо-Восточной Атлантики и Средиземноморского региона. Нами были изучены лично или проанализированы по опубликованным данным основные разрезы миоценовых осадков в пределах Северо-Восточной Атлантики, расположенные в разных широтных зонах от экватора на юге до плато Роколл (53° с.ш.), и разрезы морских миоценовых отложений в разных бассейнах Восточного Средиземноморья (Юго-Западный Кипр, Северо-Западная Сирия, Месопотамия), а также содержащиеся в них основные группы ископаемых организмов. Проводилось параллельное изучение таксономического состава и экологических особенностей ассоциаций планктонных микроорганизмов с известковым (планктонные фораминиферы, наннопланктон) и кремневым (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты) скелетом.

Многоплановое исследование потребовало объединенных усилий специалистов по разным группам планктона из нескольких институтов Российской Академии Наук (Институт литосферы окраинных и внутренних морей, Геологический институт, Институт океанологии). Планктонные фораминиферы изучались В.А.Крашенинниковым и И.А.Басовым, наннопланктон – Л.А.Головиной, О.Б.Дмитренко и М.Г.Ушаковой, радиолярии – С.Б.Кругликовой, диатомеи и силикофлагеллаты – В.В.Мухиной и Г.Х.Казариной.

Материалом для данного исследования послужили образцы осадков из кернов глубоководного бурения, рейсы 41, 42, 45, 46, 47, 48 и 94 бурового судна "Гломар Челленджер". Участником рейса 41 был В.А.Крашенинников. Образцы из формации моронитас (Испания) были собраны В.А.Крашенинниковым в ходе XIII Европейского микропалеонтологического коллоквиума (1973 г.). Обширные материалы по миоценовым отложениям Сирии были получены В.А.Крашенинниковым при геологических исследованиях в 1958–1961 гг. и в 1985–1990 гг. и на Кипре – в 1987 и 1990 гг. Мы искренне благодарны руководству Проекта глубоководного бурения (США) за предоставленные образцы осадков.

Большую помощь в лабораторной обработке образцов, фотографировании микроорганизмов и подготовке рукописи монографии оказали Т.Н.Базанова, М.С.Попова, В.В.Бернард и В.А.Карлов. Всем им авторы выражают глубокую признательность.

Работы проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта "Палеогеографические связи и палеосреда океанических, открытых и полузамкнутых морских бассейнов миоценового времени" (96-05-64257) и частично проекта "Палеомониторинг экосистем геологического прошлого (последние 5 млн лет) – ключ к пониманию современных экосистем" (96-05-64552).

Издание этой монографии также было бы невозможным без финансовой поддержки Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН, директору которого, члену-корреспонденту РАН Н.А.Богданову, авторы выражают сердечную благодарность.

Глава 1

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ БИОСТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МИОЦЕНА

В последние десятилетия достигнут огромный прогресс в стратиграфии фанерозойских отложений и разработке новых методов и подходов к расчленению осадочных разрезов. В результате появились не только новые физические и химические методы, позволяющие проводить расчленение разрезов и датировку различных запечатленных в них событий, но и новые направления стратиграфической науки, такие как климатостратиграфия, изотопная стратиграфия, хемостратиграфия и другие. Тем не менее, биостратиграфический метод расчленения разрезов и датировки осадков, базирующийся на смене по разрезу ассоциаций различных растительных и животных макро- и микроорганизмов или на эволюционном развитии филогенетических линий родственных таксонов, остается до настоящего времени и, вероятно, еще долго будет оставаться основным инструментом фанерозойской стратиграфии. При этом биостратиграфия как наука не является чем-то застывшим, а также продолжает развиваться. Это заключается прежде всего как в совершенствовании уже существующих биостратиграфических шкал, их детализации и уточнении границ подразделений, так и в создании стратиграфических схем с использованием все новых и новых групп организмов, которые ранее в силу различных причин либо полностью игнорировались, либо учитывались в недостаточной мере. Основной задачей при этом является их корреляция с другими биостратиграфическими схемами и шкалами, построенными с использованием физических и геохимических методов.

Наиболее заметный скачок в биостратиграфических исследованиях верхнего мезозоя и кайнозоя произошел с началом глубоководного бурения в океанах. Именно благодаря глубоководному бурению в различных климатических зонах океанов, занимающих около двух третей земной поверхности и до этого практически неизученных, были получены достаточно полные разрезы верхнемезозойских и кайнозойских осадков, в которых содержатся разнообразные по составу ассоциации планктонных и бентосных организмов с карбонатным и кремневым скелетом.

На основе изучения таксономического состава ископаемых организмов и их смены в разрезе разработаны и успешно применяются для расчленения как океанского осадочного чехла, так и морских отложений на континентах зональные стратиграфические шкалы по различным группам известкового и кремневого планктона: планктонным фораминиферам, наннопланктону, диатомеям, радиоляриям, силикофлагеллатам.

В разработке зональной стратиграфии неогена, в том числе миоцена, тропической-субтропической области по планктонным фораминиферам, которые являются одной из важнейших биостратиграфических групп, на протяжении многих лет принимали участие микропалеонтологи разных стран. Наибольший вклад в создание зональной стратиграфической шкалы миоцена, основанной на эволюционных изменениях этой группы микроорганизмов, внесли Г.Болли, У.Блоу, Ф.Бэннер, У.Берггрен, И.Премоли Силва, В.А.Крашенинников и другие (Banner, Blow, 1965; Bolli, Bermudez, 1965; Blow, 1969; Bolli, 1957, 1966, 1970; Bolli, Premoli Silva, 1973; Berggren, 1971, 1972, 1978, 1983; Kpaшенинников, 1971, 1978). Последняя из таких неогеновых шкал по планктонным фораминиферам создана на базе уже существовавших зональных схем и в настоящее время рассматривается в качестве стандартной (Bolli, Saunders, 1985). В этой шкале в составе миоцена Г.Болли и Дж.Саундерс выделяют 14 зональных подразделений, которые уверенно прослеживаются по всему земному шару в пределах тропической-субтропической области (табл.1).

		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				1_	
	Фораминиферы	Ha	ннопланктон	Рад	иолярии	Тропические диатомеи	
ноцен	Globorotalia tosaensis	Discoaster b	roweri	Pterocanium prismatum			
	Gioborotalia miocenica	NN15, N	N16, NN17			Rhizosolenia praebergonii	
		Discoaster asymmetricus					
Ē	Globorotalia margaritae evoluta	Ceratolithus rugosus		Spongaster pentas		Nitzschia jouseae	
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		······································			Thalassiosira convexa	
нөп	G. margaritae margaritae	Ceratolithus	tricorniculatus	Stichocorys peregrina		Nitzschia miocenica	
Верхний мио	Globorotalia plesiotumida	Discoaster d		Didumoour		Nitzschia porteri	
	Globorotalia acostaensis	Discouster q		Diaginocyr		1	
	Gibborotalia acostaerisis	Discoaster d	alcaris	Didymocyrtis antepenultima			
	Globorotalia continuosa	Discoaster h	amatus			Thalassiosira yabei s.l.	
	Globigerina nepenthes	Catinaster coalitus		Diadus actions ari		Actinocyclus moronensis	
ien i	Sphaeroidinella subdehiscens		Discoaster kugleri	Diantus petterssoni		Craspedodiscus coscinodiscus	
ММО	Globorotalia fohsi lobata	Discoaster exilis	Coccolthus miopelagicus	Dorcadospyris alata		Coscinodiscus gigas diorama	
ЙМНЈ	Globorotalia fohsis fohsi					Coscinodiscus lewisianus	
ber	Globorotalia peripheroacuta						
Ū	Orbulina suturalis	Sphenolithus heteromorphus				Cestodiscus pepiulit	
	Praeorbulina glomerosa			Calocycletta costata		Denticulopsis nicobarica	
i a	Globigerinatella insueta	Helicosphaer	a ampliaperta				
МИ	Catapsydrax stainforthi	Sphenolithus belemnos		Stichocorys wolffii		Triceratum pileus	
Нижний м	Catapsydrax dissimilis		Discoaster druggii				
	Globigerinoides primordius - Globorotalia kuderi	Triquetro- rhabdulus carinatus		Stichocorys delmontensis		Craspedodiscus elegans	
				Cyrtocap	sella tetrapera	Rossiella paleacea	
				Lychnocanoma Calocycletta serrata	Calocycletta serrata	Rocella delida	
Globorotalia kugleri			Discoaster genandrei		Didymocyrtis prismaticus		

Таблица 1. Соотношение зональных шкал неогена по планктонным (фораминиферам, наннопланктону, радиоляриям и диатомеям,
по (Bolli et al., 1985; Краше	нинников и др., 1989)

Аналогичные по детальности шкалы для миоцена созданы также по другой группе ископаемых планктонных микроорганизмов – наннопланктону (Martini, 1971; Bukry, 1973, 1975; Okada, Bukry, 1980; Ellis, Lohman, 1979).

Широкое применение наннопланктона для биостратиграфических исследований началось с работ М.Брамлетта (Bramlette, Riedel, 1954; Bramlette, 1957), который показал, что наннофоссилии благодаря их видовому разнообразию, обилию, быстрой эволюции и широкому географическому распространению могут использоваться как надежный инструмент для расчленения и корреляции осадочных пород. В дальнейшем стратиграфические схемы по наннопланктону разрабатывались многими авторами (Stradner, Papp, 1961; Martini, Bramlette, 1963; Gartner, 1967; и др.). На первых порах они содержали формальные зональные подразделения, установленные в пределах фораминиферовых зон. Основой для создания таких схем послужили неогеновые разрезы Европы и Америки (Тринидад, Калифорния). Обобщение этих данных привело к появлению схемы М.Брамлетта и Дж.Уилкоксона (Bramlette,

Wilcoxon, 1967), в которой присутствовало большинство используемых в последующие годы зональных подразделений.Шкала Э.Мартини и Т.Уорсли (Martini, Worsly, 1970) объединила весь предшествующий опыт в разработке зональности на основе изучения многочисленных наземных разрезов Кубы, Калифорнии и Европы, большинство из которых были гемипелагическими. Таким образом, в схему, предложенную в качестве "стандартной", были включены региональные зональные элементы. Для расчленения неогеновых отложений в схеме Э.Мартини использован в основном род Discoaster, имеющий большое число таксонов и высокие скорости эволюции.

В результате изучения наннопланктона из океанических разрезов, проведенного на обширнейшем материале глубоководного бурения, возникла более дробная зональная схема Д.Бакри, вначале предложенная только для низких широт (Bukry, 1975; 1978а), а затем модифицированная (Okada, Bukry, 1980). Зональность Д.Бакри основана исключительно на изучении океанических разрезов и содержит все наиболее надежные зональные подразделения схемы Э.Мартини и

±5	Martini. Worsley, 1970		Bukry, 1978a; Okada, Bukry, 1980			
Пол отде	N₂N₂	Зона	N⊵N⊵ 30H	Зона	№№ п/зон	Подзона
	NN12	Ceratolithus tricorniculatus	CN10	Amaurolithus tricorniculatus	CN 10a	Triquetrorhabdulus rugosus
) III	NNIH	Discoaster	CNIQ	Discoaster	CN 9b	Amaurolithus primus
HH	INIMI	quinqueramus	CN9	quinqueramus	CN 9a	Discoaster berggrenii
ă	NINUA	Discoaster	CNIO	Discoaster	CN 8b	Discoaster neohamatus
B	NNIU	calcaris	CN0	neohamatus	CN 8a	Discoaster bellus
	NN9	Discoaster	CN17	Discoaster	CN 7b	Catinaster caliculus
, <u> </u>		hamatus		hamatus	CN 7a	Helicosphaera carteri
Ш	NN8	Catinaster coalitus	CN6	Catinaster coalitus		
C T	NN7	Discoaster kugleri	CNIS	Discoaster	CN 5b	Discoaster kugleri
С.	NN6	Discoaster exilis		exilis	CN 5a	Coccolithus miopelagicus
	NN5	Sphenolithus heteromorphus	CN4	Sphenolithus heteromorphus		
ž	NN4	Helicopontosphaera ampliaperta	CN3	Helicosphaera ampliaperta		
инжиН	NN3	Sphenolithus belemnos CN2		Sphenolithus belemnos		
	NN2	Discoaster druggii	CNI	Triquetrorhabdulus	CN Ic	Discoaster druggii
	NNI	Triquetrorhabdulus carinatus		carinatus	CN Ib	Discoater deflandrei

Таблица 2. Корреляция различных шкал миоцена по наннопланктону

предшественников. Ранг некоторых зон понижен до подзон и выделен ряд дополнительных более дробных зон. В качестве маркеров использовались в основном космополитные виды, хотя для некоторых стратиграфических интервалов остались руководящими провинциальные виды (как, например, Discoaster kugleri, Rhabdosphaera inflata), так как космополитные формы здесь отсутствуют (Gartner, 1979).

Схемы Э.Мартини и Д.Бакри скоррелированы между собой (табл.2) и с фораминиферовой зональной шкалой (см. табл.1), а также сопоставлены с палеомагнитной шкалой. Многолетний опыт применения этих стратиграфических схем показал их надежность при расчленении и корреляции осадочных пород как Мирового океана, так и осадков эпиконтинентальных морей.

Зональные подразделения миоцена базируются в основном на быстрой смене видов дискоастеров и сфенолитусов. Поскольку дискоастеры и сфенолитусы являются представителями тепловодной флоры, биостратиграфическое расчленение осадков низких широт не представляет особых трудностей. В высоких же широтах некоторые зоны можно пропустить из-за редких находок видов-индексов и диагенетических изменений кокколитов, связанных со вторичным обрастанием их кристаллами кальцита. К.Перк-Нильсен (Perch-Nielsen, 1972) отмечает, что в Северной Атлантике "тропические" биостратиграфические подразделения устанавливаются повсеместно до 60° с.ш. в палеогене, а в неогене по мере омоложения осадков это становится все более затруднительным.

В исследованных нами районах Северной Атлантики и Средиземноморья с успехом используются обе описанные зональные шкалы. Однако

частые перерывы в миоценовом осадконакоплении и редкая встречаемость некоторых стратиграфических индикаторов приводят к пропуску или объединению кокколитовых зон, а в некоторых случаях не позволяют однозначно решить вопрос о зональной принадлежности осадков. Так, виды рода Catinaster не имеют сплошного распространения по площади, не всегда встречаются в комплексах, поэтому зона и подзона по ним устанавливаются крайне редко. Не всегда встречаются также Discoaster calcaris и D. bellus, фиксирующие соответствующие зону и подзону. С другой стороны, другие стратиграфические индикаторы такие как Coccolithus miopelagicus и Helicosphaera carteri развиты практически по всему разрезу миоцена.

Осадки исследованных районов Северной Атлантики содержат довольно насыщенные наннопланктонные комплексы (от 8 до 34 видов), в которые входят виды, имеющие непрерывное распространение на протяжении всего или почти всего миоцена. К ним относятся: Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Helicosphaera carteri, H. euphratis, H. granulata, H. intermedia, Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei. Значительную долю в комплексах нижнего и среднего миоцена занимает Cyclicargolithus floridanus. Существенную группу составляют дискоастеры и сфенолитусы, однако все они редко образуют заметные скопления.

Для восстановления прижизненных условий развития наннофлоры и обстановки формирования тафоценозов чрезвычайно важно ориентироваться на численность холодноводных видов группы Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica, изменение численности экземпляров вида Cyclicargolithus floridanus (вид широкого распространения, увеличивающий численность к тропической зоне) и на видовое разнообразие дискоастеров, сфенолитусов, а также субтропических хеликосфер, понтосфер, сцифосфер и других.

В последние годы проводятся интенсивные работы по изучению кремневых планктонных микроорганизмов – диатомей, радиолярий и силикофлагеллат, и совершенствованию зональных стратиграфических шкал верхнего кайнозоя, разработанных по этим группам.

Особенно впечатляющие успехи достигнуты в диатомовой зональной стратиграфии. Имеющиеся к настоящему времени неогеновые диатомовые шкалы по детальности не уступают таковым по известковому микропланктону (см. табл.1). В одной из последних шкал (Barron, 1985) миоценовый интервал включает 12 стратиграфических единиц зонального или подзонального ранга.

Таксономический состав ископаемых диатомей в миоценовых отложениях Северной Атлантики, так же как и состав современной и субфоссильной флоры диатомей Мирового океана в целом, подчинен географическим закономерностям и прежде всего определяется климатической (широтной) зональностью. В современном фитопланктоне Мирового океана выделены три фитогеографические области: бореальная, тропическая и антарктическая (Беклемишев и др., 1977), в каждой из которых установлено значительное количество эндемиков различного таксономического ранга. Окончательное формирование этих областей произошло в неогене, уже в раннем миоцене таксономическая специфичность флор диатомей высоких и низких широт оказывается настолько значительной, что биостратиграфическое расчленение миоценовых отложений Северной Атлантики возможно с использованием двух шкал: бореальной и тропической.

За последнее десятилетие предложено несколько схем зонального расчленения миоценовых отложений, главным образом для Тихого океана. Эти схемы, по сути, представляют собой ряд все более совершенных модификаций опубликованных ранее шкал (Barron, 1985; Akiba, 1986; Barron, Gladenkov, 1995). Особое положение в этом ряду занимает схема, предложенная Э.П.Радионовой (1991), значительно отличающаяся названиями и стратиграфическим объемом зональных подразделений.

В настоящей работе для оценки стратиграфического положения кернов скважин глубоководного бурения в Центральной Атлантике был использован последний, скоррелированный с современными магнитостратиграфическими данными (Cande, Kent, 1992) вариант зональной шкалы по диатомеям, предложенный для Северной Пацифики (Barron, Baldauf, 1995) (табл.3). Многие, хотя и не все зональные маркеры этих схем присутствуют в исследованных нами осадках.

Таксономический состав диатомей в отложениях из разрезов Эль-Куэрво и Ломо-Пардо (Испания) оказался существенно отличным от состава комплексов в океанских разрезах. Здесь практически отсутствуют таксоны, используемые в варианте зональной схемы Э.П.Радионовой, в соответствии с которой была произведена стратификация отложений данных разрезов.

Оценка стратиграфического положения осадков из изученных нами разрезов выполнена также и на основании встреченных комплексов силикофлагеллат. При этом использовалась наиболее широко применяемая в настоящее время и апробированная зональная шкала Д.Бакри (Bukry, 1981).

Несколько меньшей стратиграфической разрешаемостью характеризуются радиоляриевые шкалы (Riedel, Sanfilippo, 1971; Sanfilippo et al., 1981, 1985). В наиболее распространенной кайнозойской шкале по радиоляриям в миоценовом интервале выделяются 10 зональных подразделений (см. табл.1); при этом границы между некоторыми зонами проводятся с определенной долей условности, что затрудняет корреляцию с фораминиферовой и наннопланктонной шкалами.

Несмотря на достигнутые за последние годы огромные успехи, таксономия и биогеография радиолярий изучены к настоящему времени недостаточно. Известно, что радиолярии из донных отложений различных районов современного Мирового океана существенно различаются по составу и обилию ассоциаций.

Распространение радиолярий подчинено трем типам зональности процессов океанского осадконакопления: климатической, циркумконтинентальной и батиметрической (Безруков, 1964). Многочисленными работами установлены современные арктическая (Hulsemann, 1963; Tibbs, 1967; Кругликова, 1988), антарктическая (Riedel, 1958; Hays, 1965; Петрушевская, 1967), циркумтропическая (Nigrini, 1967; Петрушевская, 1972; Sancetta, 1978; Johnson, Nigrini, 1980) и арктобореальная (Кругликова, 1969; Hays, 1970; Nigrini, 1970; Moore, 1978) ассоциации радиолярий. Последняя существенно различается не только в Атлантическом и Тихом океанах, но и на западе и востоке каждого из этих бассейнов. В еще большей мере различимы по структуре ассоциаций радиолярии из донных



Таблица 3. Зональная схема неогена по диатомеям, скоррелированная с палеомагнитной шкалой (Cande, Kent, 1992), и распространение видов- индексов (Barron, Baldauf, 1995)

отложений Охотского, Берингова, Японского и Норвежского морей, открытых и неритических районов океанов (Решетняк, 1955; Кругликова, 1975; Blueford, 1983; Nishimura, Yamauchi, 1984; Jorgensen, 1905; Bjorklund, 1976). Число видов

C6C

24

₽,

радиолярий в отложениях тропических районов на порядок выше такового в отложениях высоких широт (особенно Арктики), где во всей акватории число известных ныне видов в 3-4 раза меньше, чем в Антарктике.

В связи с высокой чувствительностью радиолярий к условиям биономической обстановки изучение таксономии, экологии и биогеографии радиолярий из разновозрастных отложений различных регионов – насущная необходимость для развития стратиграфических исследований.

Схемы зонального подразделения предложены для кайнозоя тропических и субтропических районов Мирового океана (Riedel, Sanfilippo, 1970, 1971, 1978; Sanfilippo et al., 1985; Sanfilippo, Nigrini, 1998). Именно эти схемы были использованы при стратиграфических исследованиях миоцена Атлантики, включая Карибское и Средиземное моря (Riedel, Sanfilippo, 1970; Petrushevskaya, Kozlova, 1972; Sanfilippo et al., 1973; Berggren et al., 1976; Johnson, 1978; Labracherie, 1984; Westberg et al., 1980).

Использование этих схем вплоть до плато Роколл возможно с учетом общего биогеографического изменения в составе фауны радиолярий – присутствия более холодноводных видов, имеющих достаточно длительный стратиграфический интервал распространения, и относительно малого числа стратиграфически важных видов. Иногда некоторые виды в высоких широтах имеют несколько иной возрастной диапазон, чем в низких (Westberg-Smith et al., 1986). К северу от 60° с.ш. эта схема практически не может использоваться. Для Норвежского моря К.Р.Бьерклундом была предложена иная стратиграфическая шкала (Bjorklund, 1976; Ling, 1979).

Зональное расчленение миоценовых отложений аркто-бореальной области океанов сопряжено с необходимостью учета биогеографических изменений в составе ассоциаций радиолярий и интервалов распространения руководящих видов (Morley, Nigrini, 1995).

Для умеренных широт северо-западной части Тихого океана Р.А.Рейнолдсом (Reynolds, 1980) предложена схема зонального расчленения миоцена, не получившая широкого применения.

Эндемичный состав радиоляриевых ассоциаций миоцена Южного океана привел к созданию особых схем зонального расчленения этих отложений (Chen, 1975; Petrushevskaya, 1975; Abelmann, 1990, 1992).

Следует обратить внимание, что некоторые подразделения в интепретации различных авторов занимают разное положение в шкале: базальная зона нижнего миоцена Lychnocanoma elongata иногда рассматривается как переходная к верхнему олигоцену; в работе А.Санфилиппо и К.Нигрини (Sanfilippo, Nigrini, 1998) она отнесена к верхнему олигоцену (зона RO22). Зона Stichocorys peregrina – промежуточная между верхним миоценом и нижним плиоценом (RN9) (табл.4).

Наиболее детальными и обоснованными являются зональные стратиграфические шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону, разработанные для тропической-субтропической области Земли. Созданные на основе изучения морских разрезов на континентах, они быстро доказали благодаря глубоководному бурению в океанах свою применимость в субглобальном масштабе, позволяя коррелировать разрезы одновозрастных осадков в пределах всего тропического, субтропического и отчасти умеренного поясов. Вместе с тем, дальнейшие исследования в различных морских и океанических бассейнах показали, что их применение в некоторых случаях имеет определенные ограничения даже в пределах тепловодной области. Это связано прежде всего с особенностями образа жизни планктонных микроорганизмов и условиями захоронения на дне бассейна после их отмирания. Такая связь особенно заметна на примере планктона с известковым скелетом. Планктонные фораминиферы и кокколитофориды, обитая в поверхностном слое воды, исключительно чутко реагируют на изменения его температурных и других гидрологических характеристик. Именно этим объясняется устойчивый состав их ассоциаций в пределах тепловодной (тропической-субтропической) области Земли, где эти характеристики остаются относительно стабильными на протяжении длительного геологического времени. В тех случаях, когда условия в каком-либо морском бассейне или районе океана в силу тех или иных причин отклоняются от нормальных, состав ассоциаций известкового планктона приобретает индивидуальные черты, что не позволяет непосредственно применять для расчленения разрезов стандартные зональные шкалы либо их применение носит ограниченный характер.

Классическим примером бассейна, в котором на протяжении миоцена гидрологические условия отличались от нормальноокеанических в той же широтной климатической зоне, является Средиземное море. Этот морской бассейн, расположенный в пределах субтропической области, в неогеновое время претерпел сложную геодинамическую эволюцию, которая отразилась на гидрологическом режиме и развитии биоты, в частности, на планктонных фораминиферах. В начале неогена, когда Средиземное море сохраняло широкие связи с Мировым океаном – Индийским океаном на востоке и Атлантическим океаном на западе, состав планктонных фораминифер здесь был близок

Эпоха		Низкие широты (Sanfilippo, Nigrini, 1998)		Сев. Пацифика (Rea et al., 1995)	Hopвежское море (Bjorklund, 1976)	Антарктика (Abelmann, 1990)
цен	ий					
Плио	ранн	RN 9 S. peregrina		S. peregrina		
	ний	RN 8	D. penultima	D. penultima	Lithomelissa stigi	C. spongothorax
	Позді	RN 7	D. antepenultima	D. antepenultima		
	едний	RN 6	D. petterssoni	D. petterssoni		A. golownini
юцеі	Ċ	RN 5	D. alata	D. alata		
×.			C apostata	C costata	Actinoma holtedahli	C. humerus
		RN 4	C. COSIAIA	C. COStata	S. biconica	
					C. eldholmi	
	,z	RN 3	S. wolffii	S. wolffii		Eucyrtidium punctatum
	ранни	RN 2	S. delmontensis	S. delmontensis	Gondvanaria japonica	
		RN 1	S. tetrapera	S. tetrapera		S. radiosa
Олигоцен		RP 22	L. elongata	Lychnocanoma elongata	Velicucculus oddgurneri	

Таблица 4. Соотношение	е региональных шкал неогена по	радиоляриям
------------------------	--------------------------------	-------------

таковому в других регионах тепловодной области. На рубеже среднего и позднего миоцена водообмен между этим морским бассейном и Индийским океаном был почти полностью прекращен в связи с закрытием океана Тетис. Связь с Атлантическим океаном также становится ограниченной из-за сближения Африки и Пиренейского полуострова и начала формирования Гибралтарского порога. Эти события привели к формированию новой, собственной системы циркуляции водных масс в Средиземном море и изменению их гидрологических параметров, что не могло не отразиться на развитии планктонных организмов. В среднем миоцене своеобразие состава планктонных фораминифер и его отличие от состава других одновозрастных тропических-субтропических фораминиферовых ассоциаций становится все более заметными. Глобальное похолодание, начавшееся в это время, а также колебания уровня Мирового океана (Haq et al., 1987) в значительной мере усилили эффект тектонических событий, приведших к изменению гидрологической ситуации. Постепенная изоляция бассейна, сопровождавшаяся прогрессирующим усилением климатического влияния на эволюцию его биоты, привела к некоторому провинциализму планктонных фораминифер, а во второй половине позднего миоцена – к их деградации в Средиземном море в связи с мессинским кризисом.

Приведенные особенности развития планктонных фораминифер затруднили применение стандартной тропическо-субтропической шкалы для расчленения миоценовых осадков Средиземноморского бассейна. С этой целью была создана отдельная зональная шкала (Iaccarino, Salvatorini, 1982), которая позднее была несколько модифицирована (Iaccarino, 1985). Миоценовый интервал данной биостратиграфической схемы включает девять зональных единиц, две из которых подразделяются на три подзоны и еще две – на две подзоны каждая (табл.5). Благодаря наличию целого ряда общих видов зональные подразделения Средиземноморской шкалы достаточно уверенно скоррелированы с таковыми стандартной схемы по планктонным фораминиферам.

Аналогичная картина в миоцене Средиземноморья наблюдается и в развитии наннопланктона. Отклонения от тропической шкалы особенно отчетливы для интервала среднего и позднего миоцена.

Особенности гидрологического режима в Средиземном море и его эволюции на протяжении миоценового времени наиболее драматически отразились на развитии планктона с кремневым скелетом. Это нашло выражение в том, что на западе Средиземноморского бассейна (Балеарские острова, Сицилия) кремневые микроорганизмы (радиолярии и диатомеи) в морских миоценовых отложениях многочисленны (Colom, 1956, 1958), а в синхронных осадках Восточного Средиземноморья они редки или практически отсутствуют. Причина данного явления не совсем ясна, но несомненно, что подобное различие связано со своеобразными гидрологическими условиями

Возраст		Зоны			
йстоцен	нний	Globorotalia truncatulinoides	excelsa		
٦ ۲	pa	Globigerina cariacoensis			
	ЛЙ	Globorotalia inflata			
	HB	Globorotalia aemiliana			
He He	ÖĽ	Globorotalia puncticulata			
ИО	ĂЙ	Globorotalia puncticulata - Gl	oborotalia margaritae		
5	H	Globorotalia margaritae			
	pa	Sphaeroidinellopsis seminulina s.t.			
	×	Нет зонального расчленения			
		Globorotalia conomiozea			
	инр	Globigerinoides obliquus	Globorotalia suterae		
	103,	extremus	G.obliquus extremus/G.bulloideus		
		Globorotalia acostaensis			
		Globorotalia menardii s.l.			
	ИЙ	Globorotalia siakensis	G.siakensis/G.obliquus obliquus		
цен			Globigerinoides subquadratus		
ОМ			Globoquadrina altispira altispira		
-	едн		Gr.praemenardii- Gr.peripheroronda		
	g	Globorotalia peripheroronda	Orbulina universa		
			O. suturalis		
		Praeorbulina glomerosa s.l.			
	,z	Globigerinoides trilobus			
	Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax		Globigerinoides altiaperturus- Catapsydrax dissimilis		
	å	dissimilis	Gq. dehiscens dehiscens		

Таблица 5. Зональная шкала неогена Средиземноморья по планктонным фораминиферам (laccarino, 1985)

Средиземноморского бассейна миоценового времени.

Другим примером районов тропической-субтропической области Мирового океана, характеризовавшихся в миоценовое время своеобразными гидрологическими условиями, которые наложили отпечаток на развитие карбонатных и кремневых планктонных микрорганизмов, являются районы, омываемые холодными течениями или находившиеся под влиянием прибрежных апвеллингов.

Один из таких районов – юго-восточная часть Атлантики, примыкающая к юго-западному побережью Африки. Гидрологическая обстановка здесь сейчас и в прошлом определялась сочетанием холодного Бенгельского течения, направленного с юга на север, и постоянного интенсивного прибрежного апвеллинга. В результате влияния этих факторов планктонные фораминиферы в неогеновых отложениях данного района по своему таксономическому составу во многом напоминают их одновозрастные ассоциации Австрало-Новозеландского региона, в которых доминируют относительно более холодноводные виды (Jenkins, 1978). Отсутствие или эпизодическая встречаемость в разрезе неогеновых осадков юго-восточной Атлантики многих тепловодных видов затрудняет применение стандартной тропической-субтропической шкалы. Здесь скорее выделяются зональные единицы Австрало-Новозеландской биостратиграфической шкалы, предложенной для умереннотепловодной области Южного полушария (Jenkins, 1971).

Прекрасным примером влияния апвеллинга на состав планктона являются миоценовые отложения Кадисского залива (юго-запад Испании), где относительно мелководные прибрежные осадки характеризуются огромными скоплениями планктонных фораминифер, радиолярий, диатомей и силикофлагеллат.

На таксономический состав тропических-субтропических ассоциаций карбонатных планктонных организмов может также оказывать влияние глубина бассейна, где происходит их захоронение в осадках. Когда глубины бассейна превышают глубину карбонатной компенсации, вблизи которой происходит интенсивное растворение карбонатных скелетов планктонных микроорганизмов, или близки к ней, исходный состав их ассоциаций в танатоценозе существенно нарушается за счет избирательного растворения, в первую очередь раковин тепловодных видов. В результате, в сохраняющихся ассоциациях планктонных фораминифер (и известкового наннопланктона) отсутствуют многие виды, служащие зональными маркерами в тропической-субтропической шкале. Последнее делает весьма затруднительным или ограничивает ее применение при проведении здесь биостратиграфических исследований. Осознание этого факта даже побудило некоторых исследователей к созданию зональной фораминиферовой шкалы кайнозоя тропической области, в основу которой было положено стратиграфическое распространение видов, наиболее устойчивых к растворению (Jenkins, Orr, 1971, 1972).

Наибольшие затруднения в применении стандартных тропических-субтропических шкал по известковому планктону возникают при переходе в умеренно- и высокоширотные области Земли. Тесная связь распределения планктонных организмов с широтной климатической зональностью, особенно ярко выраженная в географическом распространении планктонных фораминифер, обусловливает различия в составе их ассоциаций в разных климатических поясах. При движении из низких широт в высокие происходит их обеднение за счет исчезновения тепловодных видов. Соответственно, в этом же направлении постепенно уменьшается стратиграфическая разрешаемость карбонатного планктона. И если в переходной области еще присутствуют виды, которые позволяют коррелировать осадки с зонами или интервалами зон стандартной тропической-субтропической шкалы (хотя границы этих подразделений проводятся лишь с большой долей условности), то в более высоких широтах ее применение исключается.

Относительно холодноводные условия обитания в умеренных и высоких широтах приводят не только к исчезновению тепловодных видов планктонных фораминифер, но и обусловливают широкое развитие здесь их специфических групп (например, группы Globorotalia miozea, G. conomiozea, G. conoidea, G. sphericomiozea). Их представители либо отсутствуют в низких широтах, либо встречаются в резко подчиненном количестве экземпляров.

Таксономическое обеднение ассоциаций планктонных фораминифер и своеобразие их состава за пределами тепловодной области затрудняет применение детальных тропических–субтропических зональных шкал, приводит к необходимости разработки зональных схем для умеренно- и высокоширотных районов.

Одна из первых шкал по планктонным фораминиферам для миоцена умеренноширотной области Южного полушария была разработана Г.Дженкинсом (Jenkins, 1967, 1971) на основе разрезов морских осадков Новой Зеландии. Несмотря Глава I

на многочисленные последующие работы в рамках Проекта глубоководного бурения, в которых предлагались некоторые модификации этой схемы и даже новые шкалы (Berggren, 1972; Kennett, 1973, 1978; Kennett, Vella, 1975; Jenkins, 1975; 1978; Kennett, 1978; Srinivasan, Kennett, 1981 и др.), она до настоящего времени широко используется для расчленения миоценовых осадков умеренно-тепловодных областей океанов. В соответствии с этой шкалой в миоценовом интервале выделяются семь зональных подразделений: три из них (зоны Globigerina woodi connecta, Globigerinoides trilobus, Praeorbulina glomerosa curva) – в нижнем миоцене, два – в среднем (зоны Orbulina suturalis и Globorotalia mayeri) и два (зоны Globorotalia miotumida и Globorotalia conomiozea) – в верхнем миоцене. Граница олигоцена и миоцена находится внутри зоны Globigerina woodi connecta, a верхняя граница миоцена совпадает с кровлей зоны Globorotalia conomiozea и проводится непосредственно ниже появления в разрезе зонального вида базальной зоны плиоцена Globorotalia puncticulata.

Другая зональная шкала по планктонным фораминиферам для неогеновых отложений умеренно-тепловодной области предложена Дж.Кеннетом и М.Сринивасаном (Kennett, Srinivasan, 1983). Эта шкала, построенная с учетом эволюционного развития (филогенетических линий) различных групп видов планктонных фораминифер, прежде всего глобороталий, характеризуется несколько большей детальностью по сравнению со шкалой Г.Дженкинса. Миоценовый интервал в ней подразделяется на 12 зон: шесть из них в нижнем (зоны Globoquadrina dehiscens, Globorotalia incognita, Globigerinoides trilobus, Catapsydrax dissimilis, Globorotalia miozea, Praeorbulina glomerosa), три (зоны Orbulina suturalis, Globorotalia peripheroronda-Globorotalia peripheroacuta, Globorotalia mayeri) - в среднем и три (зоны Neogloboquadrina continuosa, Globigerina nepenthes, Globorotalia conomiozea) – в верхнем миоцене. При сравнении этих двух шкал хорошо видно, что, несмотря на определенные различия между ними, они имеют и некоторое сходство, включая несколько общих зональных подразделений, хотя и не всегда совпадающих по объему.

Существенная роль в проведении биостратиграфических исследований в умеренных и высоких широтах принадлежит планктонным микроорганизмам с кремневым скелетом (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты). Они широко распространены за пределами тропическойсубтропической области океана, обладают гораздо большей по сравнению с известковым планктоном устойчивостью к растворению, что обеспечивает лучшую сохранность в осадках. Последнее обстоятельство позволяет применять их для расчленения и корреляции глубоководных и высокоширотных разрезов, в которых планктонные фораминиферы и наннопланктон либо отсутствовуют, либо существенно обеднены в таксономическом отношении.

Ситуация в умеренных и высоких широтах осложняется тем, что на широтное распределение планктонных организмов, в первую очередь с карбонатным скелетом, оказывают влияние климатические колебания, имевшие место в течение того или иного отрезка геологического времени. В этих районах известковый планктон особенно чутко реагирует на изменения климата. Даже незначительные похолодания, которые в низких широтах отражаются лишь на относительном содержании в ассоциациях тех или иных тепловодных видов, здесь приводят к их полному исчезновению. С другой стороны, потепления способствуют миграции относительно тепловодных видов из низких широт.

Кроме того, нарушение широтной зональности в распределении известковых планктонных микроорганизмов в осадках может быть связано с особенностями поверхностной и придонной циркуляции в океаническом бассейне и ее изменениями во времени. Последнее обстоятельство особенно важно для Северной Атлантики, где система циркуляции поверхностных вод определяется в отличие от других океанических бассейнов течениями субмеридионального направления, крупнейшим из которых является Гольфстрим. Начиная с олигоцена, высокоширотная область Северной Атлантики (Гренландско-Норвежский бассейн) являлась местом формирования Североатлантической придонной водной массы, которая в силу своей "молодости" обладала повышенной агрессивностью по отношению к карбонату кальция. Эта водная масса, распространяясь в южном направлении, вызывала повышение уровня карбонатной компенсации в умеренных широтах Северной Атлантики. Сочетание такой системы циркуляции поверхностных вод и своеобразной придонной водной массы обусловливает исключительно сложную картину распределения в осадках ассоциаций микроорганизмов с известковым скелетом, что подтверждается также материалами проведенных исследований.

Как показало изучение планктонных фораминифер в миоценовых осадках, вскрытых скважинами глубоководного бурения в разных широтных областях восточной части Северной Атлантики, их распределение не подчиняется строгой широтной зональности, а имеет гораздо более сложный характер. Это затрудняет не только применение зональных шкал по известковому планктону, в первую очередь по планктонным фораминиферам, но и палеогеографические интерпретации и корреляцию тех или иных палеоокеанологических и палеоклиматических событий, имевших место на протяжении миоценового времени в изучаемом регионе и за его пределами.

Учитывая изложенные выше обстоятельства и особенности гидрологического режима в Северной Атлантике и Средиземном море, проведение здесь биостратиграфических исследований и восстановление их палеоокеанологической и палеоклиматической эволюции в миоценовое время требует особого подхода. Он должен включать, вопервых, комплексное изучение в одних и тех же разрезах различных групп ископаемых микроорганизмов с известковым (планктонные фораминиферы, наннопланктон) и кремневым (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты) скелетом, корреляцию установленных на этой основе стратиграфических подразделений и расшифровку различных биотических и абиотических событий. Во-вторых, необходимо последовательное прослеживание изменений в таксономическом составе этих групп микроорганизмов в различных широтных зонах с конечной целью корреляции биостратиграфических единиц в низко- и высокоширотных разрезах. В-третьих, при проведении исследований в Северной Атлантике необходимо изучение разрезов, расположенных на разных глубинах и различных структурных элементах дна бассейна, что поможет в реконструкции палеоусловий в поверхностном слое воды и выявит изменения в придонной циркуляции. И, в четвертых, важные сведения о палеогеографической истории этих бассейнов и их связях в миоценовое время могут быть получены при изучении разрезов морских отложений на суше, в которых содержится важная дополнительная информация об эволюции биоты и различных абиотических событиях.

Именно такой подход был избран авторами. данной работы при изучении разрезов миоцена в Североатлантическом, Средиземноморском и Месопотамском бассейнах. Результаты этих исследований изложены в последующих главах.

Конечно, мы стояли перед трудным выбором стратиграфической шкалы миоцена, которую следовало использовать в предлагаемой монографии. К сожалению, научно обоснованной и общепринятой шкалы миоцена просто нет. Это объясняется крупными дефектами стратотипов ярусов миоцена, установленных во второй половине прошлого века, а также неодинаковым методическим подходом к установлению стратиграфических единиц различного ранга.

Негативные особенности стратотипов ярусов миоцена достаточно известны (Крашенинников, 1969, 1971). Их стратотипические разрезы территориально разобщены (юго-западная и юговосточная Франция, северная и южная Италия); соотношение с подстилающими и перекрывающими породами иногда неясны или наблюдаются несогласия; морские отложения подчас чередуются с лагунными; некоторые стратотипы представлены мелководными (лагунными) отложениями с богатой бентосной фауной (моллюски, фораминиферы, морские ежи), но она не обеспечивает субглобальной корреляции; почти все стратотипы ярусов выделялись на основе формаций, т.е. литостратиграфических единиц, где литологический фактор доминировал. В методическом плане негативные черты стратотипов миоценовых ярусов обусловлены геологическими воззрениями своего времени – региональным (или даже узко региональным) мышлением в исследовательской работе. Даже беглый обзор стратиграфических особенностей стратотипических разрезов миоцена подтверждает вышесказанное.

Аквитанский ярус был предложен К.Майер-Эймаром в 1858 г., а стратотип его установлен Г.Долльфусом в 1909 г. Он состоит из трех небольших обнажений на левобережье Гаронны южнее Бордо (Франция), причем эти выходы плохо сопоставляются друг с другом. Осадки аквитанского яруса с размывом располагаются на озерных известняках, условно относимых к хаттскому ярусу (олигоцен). Аквитан сложен чередованием мергелей, песков и песчанистых ракушечников (фалены) мощностью около 17 м с разнообразными морскими моллюсками и бентосными фораминиферами; среди морских пород – прослои озерных известняков с пресноводными моллюсками. Планктонные фораминиферы редки и допускают корреляцию с зоной Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri (N4) и низами зоны Catapsydrax dissimilis (N5); наннопланктон свидетельствует о принадлежности к зоне Triquetrorhabdulus carinatus (NN1) (Alvinerie, 1980a).

Бурдигальский ярус выделен Ш.Депере в 1892 г. без указания положения стратотипического разреза. Последний был установлен Г.Долльфусом в 1909 г. в том же районе на юго-западе Франции (левобережье Гаронны), что и аквитанский ярус.

Контакт их наблюдается у сел. Мулэн-дель-Эглиз, где аквитан и бурдигал разделены эрозионной поверхностью. Бурдигальский ярус представлен песками, песчаниками, фаленами и глинами с морскими моллюсками, мшанками, остракодами и бентосными фораминиферами. Поскольку разрез бурдигала состоит из серии небольших обнажений, общую мощность осадков этого возраста оценить трудно. Вероятно, она не превышает двух десятков метров. Немногочисленные планктонные фораминиферы позволяют отнести осадки к зоне Саtapsydrax dissimilis (N5) и низам зоны Catapsydrax stainforthi (N6), а по наннопланктону – к зоне Discoaster druggii (NN2) (Alvinerie, 1980b). Этот разрез в Аквитании получил наименование бурдигальского яруса sensu stricto.

Стратотип бурдигальского яруса sensu lato был предложен Г.Демарком и др. (Demarcq et al., 1974; Demarcq, 1980) совсем в другом регионе – в долине Роны на юго-востоке Франции. Здесь на породах нижнего эоцена с глубоким размывом залегает песчаная моласса (мощность 76 м), переходящая в глинистые и биокластические известняки (мощность 41 м). Эти морские отложения содержат фауну моллюсков и бентосных фораминифер. Планктонные фораминиферы сравнительно разнообразны и свидетельствуют о принадлежности осадков к достаточно широкому стратиграфическому интервалу: зоны Catapsydrax dissimilis (N5), Catapsydrax stainforthi (N6), Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus (N7) и базальные слои зоны Praeorbulina glomerosa (N8), посколько в последних встречается Globigerinoides bisphaericus (Demarcq, 1980). Таким образом, стратотипы бурдигальского яруса в Аквитании (s. str.) и в долине Роны (s. l.) резко различны по своему стратиграфическому объему.

Лангийский ярус предложен Л.Парето в 1865 г. с указанием страторегиона (Северная Италия, Пьемонт), но стратотипический разрез не был назван. Собственно, этот ярус был выделен в объеме литостратиграфической единицы (формации Чессоле) – мощной (около 550 м) толщи птероподовых мергелей и карбонатных глин с подчиненными прослоями песчаников (Premoli Silva, 1960). Почти столетие спустя в качестве стратотипа этого яруса выбран разрез Брикко-делла-Кроче, в котором по планктонным фораминиферам определены три местные зоны: Globoquadrina langhiana, Globigerina bollii и Orbulina suturalis (Cita, Premoli Silva, 1960; Cita, Gelati, 1960). Несколько позднее в этом же страторегионе К.Вервлоэ (Vervloet, 1966) описал как стратотипический иной разрез. Поскольку литологические границы формации Чессоле по

простиранию не выдерживаются, в этом варианте стратиграфический объем стратотипа лангийского яруса несколько уже, чем в разрезе Брикко-делла-Кроче. В результате интерпретация яруса в рамках субглобальной шкалы по планктонным фораминиферам не отличается единообразием. Подошва лангийского яруса либо коррелируется с нижней границей зоны Praeorbulina glomerosa (N8) (Cita, Blow, 1969; Berggren et al., 1995; Iaccarino, 1985), либо проходит внутри этой зоны (Excursion "A"..., 1975). Еще сложнее обстоит дело с положением верхней границы лангийского яруса - она находится внутри зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (N9) (Iaccarino, 1985) или совпадает с кровлей этой зоны (Berggren et al., 1995), или располагается внутри следующей зоны Globorotalia peripheroacuta (N10) или в ее кровле (Cita, Blow, 1969), или вообще совпадает с кровлей вышележащей зоны Globorotalia fohsi (N11) (Excursion "A"..., 1975).

Между формацией Чессоле и тортонским ярусом Пьемонта располагается формация Серравалле, представленная песчано-глинистой толщей с преобладанием песчаников и турбидитов. Для этих отложений Л.Парето в 1865 г. использовал название серравальский ярус. Обычно же в геологической литературе Италии для рассматриваемого интервала применялся термин гельветский ярус. Когда невалидность последнего была достаточно надежно обоснована, серравальский ярус был вновь введен в стратиграфическую номенклатуру (Cita, Elter, 1960; Cita, 1964; Vervloet, 1966). Поскольку Л.Парето местонахождения стратотипического разреза не указал, он был выбран у сел. Серравалле-Скривиа (Vervloet, 1966). Здесь к этому ярусу относится толща песчаников с подчиненными прослоями мергелей, мощность около 150 м. Лангийский и серравальский ярусы, очевидно, разделены несогласием, размывы наблюдаются и в толще песчаников, в турбидитах обычна переотложенная микрофауна. Подобные особенности стратотипа серравальского яруса привели С.Иаккарино к выводу, что разрез "далек от идеального для биостратиграфического датирования" (Iaccarino, 1985, стр. 287).

С целью улучшения палеонтологической характеристики были предложены два парастратотипа серравальского яруса. Один из них – Гави (Boni, 1967; Mosna, Micheletti, 1968), вряд ли можно признать удачным: он заканчивается осадками, в которых еще не появилась Globorotalia lenguaensis, т.е. возникает пробел между серравальским и тортонским ярусами. Парастратотип Аргуэлло расположен в 60 км на юго-юго-запад от стратотипа серравальского яруса у сел. Серравалле-Скривиа и недалеко от стратотипа лангийского яруса (Cita, Premoli Silva, 1968). Серравальский ярус здесь достигает мощности 585 м, пачки мергелей среди песчаников более многочисленны и содержат хорошие комплексы планктонных фораминифер, что позволяет подразделить разрез на три местные зоны: Globorotalia mayeri, Globorotalia mayeri-Globorotalia praemenardii, Globorotalia mayeri-Globorotalia lenguaensis. К недостаткам парастратотипа серравальского яруса относится нечеткость его границ. В разрезе Аргуэлло типичные формации Чессоле (лангийский ярус) и Серравалле (серравальский ярус) не имеют резкой литологической границы, будучи разделены переходной пачкой. Она соответствует интервалу зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (N9) и зоны Globorotalia peripheroacuta (N10) (Iaccarino, 1985), что и определяет степень недостоверности стратиграфического уровня подошвы серравальского яруса.

Положение кровли серравальского яруса также несет элемент существенной неопределенности. В парастратотипическом разрезе Аргуэлло серравальский ярус заканчивается зоной Globorotalia mayeri–Globorotalia lenguaensis, но осадки верхней части этой зоны входят уже в состав стратотипа тортонского яруса (Cita et al., 1965). В стратотипе серравальского яруса у сел. Серравалле-Скривиа эта зона вообще не выделяется, так как песчаники почти не содержат микрофауны.

Тортонский ярус введен в стратиграфическую номенклатуру К.Майер-Эймаром в 1858 г. со страторегионом в районе Тортоны (Пьемонт, Северная Италия). В качестве стратотипа был выбран разрез по рекам Рио-Маззапиеди и Рио-Кастеллания (Gianotti, 1953). Тортонский ярус сложен мергелями и известковистыми глинами с пачкой (мощность 35 м) известковистых песков и песчаников в середине разреза; общая мощность 329 м. Породы содержат богатый комплекс моллюсков, бентосных и планктонных фораминифер. Выше тортонского яруса располагаются гипсы мессинского яруса. Именно в таком объеме определяется тортонский ярус sensu lato. Однако в верхней части разреза располагается пачка так называемых табачных глин (мощность 50 м) с комплексом бедных и мелкорослых фораминифер, обычных для мессинского яруса. Целый ряд авторов и относит эту пачку к мессинскому ярусу, что приводит к концепции тортонского яруса sensu stricto (Cita et al., 1965; Cita, Blow, 1969; d'Onofrio et al., 1975). Эти две точки зрения привносят элемент неопределенности в понимании объема тортонского яруса. В пределах

тортона s. str. различаются верхняя часть зоны Globorotalia continuosa (N15), зона Globorotalia acostaensis и нижняя часть зоны Globorotalia plesiotumida (N17) (Cita, Blow, 1969). Таким образом, рубежи тортонского яруса не совпадают с границами субглобальных зон по планктоннным фораминиферам.

Мессинский ярус был установлен К.Майер-Эймаром в 1867 г. со страторегионом в окрестности Мессины (северо-восточная часть Сицилии. Италия). Однако конкретный разрез им не был указан. Более поздние исследования (Selli, 1960) показали, что найти здесь непрерывный разрез не представляется возможным из-за плохой обнаженности, сложной тектоники и постседиментационных оползневых явлений в пластичных гипсоносноглинистых толщах. Непрерывный разрез был найден в центре Сицилии между городами Кальтаниссетта и Энна. Этот разрез Каподарсо-Пасквазиа и был предложен Р.Селли в качестве неостратотипа мессинского яруса. Он представлен толщей чередования мергелей, мергелей с обильными диатомеями (триполи), хемогенных известняков и гипсов общей мощностью 183 м. Сравнительный анализ неостратотипа мессиния и стратотипа тортона s. l. (т.е. с пачкой табачных глин) показал их перекрытие (d'Onofrio et al., 1975). В пределах Средиземноморья мессинский ярус хорошо распознается по своим литологическим особенностям (эвапоритовая формация) и "отрицательной" микропалеонтологической характеристике (обедненный комплекс мелкорослых фораминифер, обитавший в условиях нарушенного солевого режима). Но сколько-нибудь надежная корреляция с отложениями океанических полносоленых бассейнов практически невозможна. Достаточно условно мессинский ярус сопоставляется с верхней частью зоны Globorotalia plesiotumida (N17) (Iaccarino, 1985; Excursion "А...," 1975) или с верхами этой зоны и нижней частью зоны Globorotalia margaritae margaritae (N18) (Berggren et al., 1995).

Краткий обзор стратотипов ярусов миоцена обнаруживает целый ряд общих особенностей, уже упоминавшихся выше. 1. Все они были предложены во второй половине прошлого века (1858– 1892 гг.). Несомненно, принципы их установления отражают уровень геологических знаний своего времени, т.е. в оценке валидности ярусов необходимо сохранять исторический подход. 2. Практически для всех ярусов были указаны только страторегионы. 3. Стратотипические разрезы выделялись много позднее, причем исследователи находились в прокрустовом ложе неких первоначальных незыблемых рамок, на что накладывались

индивидуальные взгляды этих исследователей. В результате возникали стратотипы sensu stricto и sensu lato, парастратотипы и неостратотипы, что еще сильнее осложняло ярусную шкалу. 4. Ярусы предлагались на основе литостратиграфических единиц - формаций, когда прежде всего учитывалась литологическая характеристика отложений. 5. Между стратотипами наблюдаются либо перерывы (аквитан и бурдигал), либо отсутствует смыкаемость (бурдигал и лангий), либо они перекрывают друг друга (тортон и мессиний). 6. Палеонтологическая характеристика стратотипов (за исключением тортона) не базируется на ортостратиграфических группах планктонных микроорганизмов, обеспечивающих дробное расчленение осадков и субглобальную корреляцию. 7. Стратотипы ярусов не отражают переломные моменты в развитии одной из этих ортостратиграфических групп (планктонных фораминифер). Так, на границе аквитана и бурдигала, лангия и серравалия эти изменения сугубо второстепенны, на границе тортона и мессиния они вызываются сменой местных биономических условий. Наоборот, принципиальная трансформация фауны планктонных фораминифер (уровень Orbulina) имеет место внутри лангийского яруса.

Недостатки ярусной шкалы миоцена (при понимании ярусов в объеме стратотипов) стали особенно очевидными с момента создания субглобальных зональных шкал по планктонным фораминиферам (Bolli, 1957; Blow, 1969) и наннопланктону (Martini, 1971; Okada, Bukry, 1980). Они позволили сопоставить миоценовые отложения на континентах, а затем, с началом глубоководного бурения (в 1968 г.) - скоррелировать осадки тепловодной области Мирового океана. Зональная стратиграфия стала своего рода международным языком общения. Однако корреляция зон со стратотипами ярусов с высокой степенью прецизионности и надежности оказалась трудно выполнимой из-за дефектов самих стратотипов. Поэтому наименования ярусов миоцена в томах Глубоководного бурения в океанах практически не использовались (за исключением нескольких рейсов "Гломар Челленджер", в которых участвовали итальянские микропалеонтологи). И причина подобной ситуации определялась не какими-либо индивидуальными методическими подходами участников рейсов из разных стран, а чисто практической стороной исследований - невозможностью надежной корреляции со стратотипами ярусов.

Сложившаяся ситуация заставила нас искать иные пути создания стратиграфической шкалы миоцена.

Не вдаваясь в детали этой сложной проблемы, отметим, что в качестве ортостратиграфической группы были выбраны планктонные фораминиферы, а в основу общей шкалы миоцена была положена зональная шкала по этой группе микрофауны. Зоны являются субглобальными подразделениями, выделяясь в пределах всей тепловодной области Земли. Конечно, обеднение комплексов планктонных фораминифер (в силу первичных или вторичных причин) в тепловодной области может приводить к установлению интервалов нерасчлененных зон. В высокоширотных областях допустимо использование интервалов нерасчлененных зон или переход на высокоширотные зональные шкалы, а при потере известковым планктоном стратиграфической разрешаемости - переход на зональные шкалы по планктону с кремневым скелетом.

С учетом таксономического ранга изменения комплексов планктонных фораминифер их субглобальные зоны объединяются в ярусы, а последние – в подотделы миоцена.

В составе нижнего миоцена мы выделяем аквитанский ярус (зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri, Catapsydrax dissimilis, Catapsydrax stainforthi) и бурдигальский ярус (зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus, Praeorbulina glomerosa). Стратотипы аквитанского и бурдигальского s. l. ярусов составляют лишь части этих ярусных единиц в нашем понимании, но это позволяет сохранить наименования ярусов.

В качестве подошвы среднего миоцена принимается датировочный уровень появления Orbulina, где происходит крупное изменение всего комплекса планктонных фораминифер. Объем среднего миоцена определяется серией зон – от зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (N9) до зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis (N14) включительно. Для этого интервала может быть использовано название серравальский ярус, но объем последнего расширяется (по сравнению со стратотипом) за счет включения зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda.

Лангийский ярус должен быть изъят из стратиграфической номенклатуры, поскольку он является искусственной единицей: принципиальное изменение планктонных фораминифер происходит внутри лангийского яруса (на границе зоны Praeorbulina glomerosa и зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda), а граница с вышележащим серравальским ярусом точно не определена, но при любом варианте изменения фораминифер на этом уровне второстепенны. Поэтому и граница нижнего и среднего миоцена во многих крупных монографиях (Blow, 1969; Kennett, Srinivasan, 1983; Bolli, Saunders, 1985; Jenkins, 1971, 1985 и др.), а также в официальном решении Регионального Комитета по стратиграфии Средиземноморского неогена (Excursion, "A"..., 1975) соответствовала подошве зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda. Перенос ее на более низкий стратиграфический уровень (в подошву зоны Praeorbulina glomerosa) означает намерение во что бы то ни стало сохранить лангийский ярус Италии (Cita, Premoli Silva, 1968; Iaccarino, 1985; Berggren et al., 1995).

Верхний миоцен включает тортонский ярус (зоны Globorotalia continuosa и Globorotalia acostaensis) и мессинский ярус (зоны Globorotalia plesiotumida и Globorotalia margaritae margaritae). Изменение планктонных фораминифер на рубеже среднего и верхнего миоцена (зона Globorotalia continuosa, N15), миоцена и плиоцена (зона Globorotalia margaritae margaritae, N18) происходит постепенно. Поэтому первая из названных зон иногда помещается в кровлю среднего миоцена, а вторая - в основание плиоцена или вообще граница проводится внутри этих зон (Bolli, Saunders, 1985; Iaccarino, 1985; Berggren et al., 1995). Подобные расхождения взглядов отражают объективную реальность палеонтологического материала, но, поскольку интервалы этих зон очень узкие, они не оказывают существенного влияния на практику стратиграфических исследований.

Граница миоцена и плиоцена в Средиземноморье проводится по подошве местной зоны Sphaeroidinellopsis seminulina (Iaccarino, 1985), т.е. по кровле эвапоритовых отложений мессинского яруса. К сожалению, остается неясным, соответствует ли этот уровень подошве или кровле зоны Globorotalia margaritae margaritae.

Не претендуя на единственно возможное решение, отметим лишь, что стратиграфические объемы ярусов и подотделов миоцена приобрели совершенно определенный смысл и могут быть прослежены в субглобальном масштабе.

С зонами по планктонным фораминиферам сопоставлены зональные подразделения по наннопланктону, радиоляриям, диатомеям и силикофлагеллатам. Несмотря на имеющиеся расхождения, степень достоверности этого сопоставления достаточно очевидна, ибо подобные исследования выполнены во многих рейсах "Гломар Челленджер". В случае развития фаций, неблагоприятных для планктонных фораминифер, руководящими становятся другие группы известкового и кремневого планктона, которые также позволяют единообразно понимать ярусы и подотделы миоцена.

Глава 2

СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

В Северо-Восточной Атлантике, в которую мы включаем акваторию между осью Срединно-Атлантического хребта и европейским и африканским побережьями, миоценовые отложения были пробурены во многих рейсах "Гломар Челленджер" и "ДЖОИДЕС Резольюшн": 12 (Laughton, Berggren et al., 1972), 13 (Ryan, Hsu et al., 1973), 14 (Hayes, Pimm et al., 1972), 41 (Lancelot, Seibold et al., 1978), 47A (von Rad, Ryan et al., 1979), 47B (Sibuet, Ryan et al., 1979), 48 (Montadert, Roberts et al., 1979b), 49 (Lyendyk, Cann et al., 1978), 50 (Lancelot, Winterer et al., 1980), 79 (Hinz, Winterer et al., 1984); 80 (de Graciansky, Poag et al., 1985), 81 (Roberts, Schnitker et al., 1984), 94 (Ruddiman, Kidd, Thomas et al., 1987), 103 (Boilot, Winterer, Meyer et al., 1987), 108 (Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al., 1988a, b).

Скважины глубоководного бурения, вскрывшие миоценовые осадки, географически сконцентрированы в основном в пяти районах, расположенных в разных широтных зонах и охватывающих разные структурные элементы дна: континентальный склон Северо-Западной Африки, подножие континентального склона Пиренейского п-ова, Бискайский залив, восточный склон Срединно-Атлантического хребта между 42° и 53° с.ш. и плато Роколл. Изученные районы расположены в широтной полосе, простирающейся от экватора на юге до 56° с.ш. на севере, т.е. охватывающей все широтные зоны Северной Атлантики (рис.1; табл.6).

Большинством этих скважин в силу различных причин вскрыты лишь отдельные интервалы миоцена. Вместе с тем, в каждом из перечисленных районов пробурены более или менее полные, практически непрерывные разрезы миоцена, которые достаточно хорошо охарактеризованы палеонтологически, что позволяет проводить их зональное расчленение. На относительно небольших глубинах миоценовые отложения почти повсеместно представлены карбонатными (фораминиферовонаннопланктонными) илами. Исключением являются разрезы у подножия континентального склона Северо-Западной Африки (скв.367, 370), которые сложены преимущественно турбидитами с подчиненным количеством карбонатных пелагических осадков, а также разрез скв.406 в районе плато Роколл, где почти весь нижнемиоценовый интервал представлен переслаиванием известковистых диатомитов и писчего мела, обогащенного кремнистыми организмами. В пределах абиссальных равнин осадки миоцена сложены либо бескарбонатными глинами, либо глубоководными турбидитами.

Миоценовые осадки Северо-Восточной Атлантики повсеместно содержат различные планктонные микроорганизмы. Наиболее часты и разнообразны планктонные фораминиферы и наннопланктон, сохранность которых значительно варьируется в зависимости от глубины океана. Кремневые микроорганизмы (радиолярии, диатомеи и силикофлагеллаты) распространены менее широко и, за исключением редких случаев, не образуют заметных концентраций в осадках. Как правило, относительно повышенные содержания кремневого планктона в разрезах приурочены к определенным интервалам, маркируя периоды более благоприятных условий для его развития.

Как показывает анализ распространения микроорганизмов, их состав претерпевает значительные изменения по разрезу и по латерали. При этом степень их стратиграфического разрешения значительно меняется в разных широтных зонах изученного региона.

Ниже дается детальная характеристика таксономического состава всех изучавшихся групп известковых и кремневых планктонных микроорганизмов и их изменений в разрезах миоценовых осадков, вскрытых бурением в разных широтных



Рис. 1. Скважины глубоководного бурения, вскрывшие миоценовые осадки в Северо-Восточной Атлантике Залитым треугольником показано положение разрезов фации моронитас в нижнем течении р.Гвадалквивир (Испания)

зонах Восточной Атлантики. Учитывая, что планктонные фораминиферы являются наиболее изученной ортостратиграфической группой, их распределению в разрезах уделяется особое внимание.

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

Континентальный склон Северо-Западной Африки и прилегающие впадины

В пределах этого обширного региона, расположенного в тропической-субтропической области вдоль северо-западного побережья Африки между

6° и 35° с.ш., бурение проводилось в рейсах 2, 3, 14, 41, 47, 50 и 79 "Гломар Челленджер" (Peterson, Edgar et al., 1970; Maxwell, von Herzen et al., 1970; Hayes, Pimm et al., 1972; Lancelot, Seibold et al., 1978; von Rad, Ryan et al., 1979; Lancelot, Winterer et al., 1980; Hinz, Winterer et al., 1984) и рейсе 108 "ДЖОИДЕС Резолюшн" (Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al., 1988a, b). Миоценовые осадки вскрыты здесь в 25 скважинах. Однако в большинстве из них разрезы миоцена представлены небольшими фрагментами либо из-за крупных стратиграфических перерывов, либо в связи с тем, что их опробование проводилось с большими пропусками в отборе керна. В дополнение к этому, в глубоководных скважинах абиссальные осадки лишены стратиграфически значимых органических

Duite	Скважина	Координаты	Глубина
Penc		с. ш. 3. д.	воды. м
2	12	19.6555 26.0005	4557
	116	57.4960 15.9243	1151
12	118	45.0442 9.0105	4901
	119	45.0317 7.9748	4447
13	120	36.6898 11.4323	1711
	135	35.3467 10.4243	4152
	136	34.1688 16.3032	+169
	- 138	25.9228 25.5632	5288
14	139	23.5190 18.7043	3047
	140	21.7495 21.7920	4483
	141	18.4193 23.9985	4148
	366	5.6780 19.8513	2853
	367	12.4868 20.0472	4748
41	368	17.5072 21.3538	3366
	369	26.5925 14.9987	1752
	370	32.8375 10.7760	+214
47A	397	26.8450 15.1800	4459 `
47B	398	40.9600 10.7183	3910
	400	47.3817 9.1983	+399
	403	56.1385 23.2940	2301
48	404	56.0522 23.2492	2306
	405	55.3363 22.0582	2958
	406	55.2583 22.0902	2907
50	415	31.0287 11.6518	2794
	416	32.8363 10.8010	4191
	544	33.7667 9.4050	3581
79	545	33.6643 9.3647	3142
	540	33.//85 9.5643	3958
	540	33.7807 9.3497	3938
00	548	48.9158 12.1640	1251
80	550	49.0880 13.0980	2515
	550	46.5152 15.4595	4420
	552	54 0997 23 2125	2301
81	551	56 2002 22 5282	2529
	555	56 5617 20 7822	1659
· · · · · ·	608	17 8367 20.7822	3526
	600	19 8778 21 23.0073	3884
94	610	53.2215 18.8868	2417
	611	57 8358 30 3183	3203
	637	42'05.3' 12°51.8'	5307
103	638	42°09.2' 12°11.8'	4661
	657	21°19.9' 20°56.9'	4222
	659	18°04.6' 21°01.6'	3070
108	660	10°00.9' 19°14.4'	4328
	661	9°26,8' 19°23,2'	4006
	667	4"34.2' 21"54.7'	3529

Таблица 6. Скважины глубоководного бурения в Северо-Восточной Атлантике, вскрывшие миоценовые осадки

остатков, что делает невозможным их детальное расчленение и надежные палеоэкологические интерпретации.

Относительно полные и детально опробованные разрезы миоцена вскрыты скважинами 366, 368, 369 и 397. В связи с различиями в обстановках осадконакопления, обусловленными их разным батиметрическим и географическим (по отношению к континенту) положением, они характеризуются своеобразным строением и составом. По этой же причине палеонтологическая характеристика миоценовых осадков существенно варьирует, что находит отражение в детальности их расчленения.

Наиболее разнообразные и хорошо сохранившиеся комплексы планктонных фораминифер присутствуют по всему разрезу миоценовых осадков в скв.366, 369 и 397. Первая из них пробурена на поднятии Сьерра-Леоне, две другие – на континентальном склоне Мавритании и Марокко. Планктонные фораминиферы из скважин, пробуренных вдоль побережья Северо-Западной Африки в 41 рейсе "Гломар Челленджер", изучались В.А.Крашенинниковым и У.Пфлау-



Рис. 2. Положение скважин глубоководного бурения, вскрывших миоценовые осадки в районе континентального склона Северо-Западной Африки и прилегающих котловин Большим кружком показаны наиболее полные разрезы

манном (Krasheninnikov, Pflaumann, 1978). Ассоциация миоценовых фораминифер имеет отчетливо тепловодный, тропический-субтропический характер, что позволяет проводить расчленение осадков на основе карибской зональной шкалы Г.Болли (Bolli, 1957, 1966; Bolli, Premoli Silva, 1973).

Скв.366 (5°40'68" с.ш.; глубина 2860 м), самая южная в пределах изученного региона, вскрыла разрез миоцена общей мощностью 172,5 м, сложенный чередованием светло-серых, зеленоватых и желтоватых наннопланктонных илов, писчего мела, мергелей и известковистых глин, которые в верхней части разреза сменяются светло-серыми и зеленоватыми фораминиферово-наннопланктонными илами и мергелями (рис.2, 3). Контакт с подстилающими верхнеолигоценовыми осадками согласный. Устанавливается последовательность следующих зон:

1. В основании миоценового разреза залегают осадки базальной зоны нижнего миоцена Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri, в которой кроме зональных видов часты Globigerina venezuelana, G. bradyi, G. juvenilis, G. praebulloides, G. angustiumbilicata, Globorotalia siakensis. Присутствуют также более редкие Catapsydrax dissimilis, C. unicavus, C. stainforthi praestainforthi, Cassigerinella chipolensis, Globigerina woodi, G. binaiensis, Globoquadrina praedehiscens, G. altispira



Рис. 3. Корреляция основных разрезов миоцена в районе континентального склона Северо-Западной Африки и прилегающих котловин

Условные обозначения к рисункам 3, 4, 6, 8, 9, 11, 13: *1* – наннопланктонный ил; *2* – фораминиферовый ил; *3* – фораминиферовонаннопланктонный ил; *4* – глинисто-карбонатный ил; *5* – наннопланктонный писчий мел; *6* – фораминиферовонаннопланктонный писчий мел; *6* – фораминиферовонаннопланктонный писчий мел; *7* – карбонатный ил; *8* – глинистый писчий мел; *9* – глинистый писчий мел; *6* – фораминиферовонаннопланктонный ил; *8* – глинистый писчий мел; *10* – глинистый писчий мел; *10* – глинистый писчий мел; *11* – наннопланктонный мергель; *12* – мергель; *13* – диатомовый ил; *14* – глинистый карбонатно-кремнистый ил; *16* – кремня; *16* – глинистый писчий мел с кремнями; *17* – осадочная брекчия; *18* – песок; *19* – турбидиты; *20* – алевритистая глина; *21* – глина; *22* – туф; *23* – вулканогенный песок; *24* – перерыв

globosa, Globorotaloides suteri, Globorotalia nana. В верхней части зоны появляются Globigerinoides trilobus и G. altiaperturus. Мощность 20,5 м.

2. Осадки зоны Catapsydrax dissimilis характеризуются аналогичной по составу ассоциацией фораминифер, но преобладающее развитие здесь получают Globigerinoides trilobus, G. altiaperturus, Catapsydrax stainforthi и Globoquadrina altispira при полном отсутствии индекс-видов предыдущей зоны. Мощность 28,5 м. 3. Выше следуют осадки, в которых состав фораминифер не претерпевает существенных изменений, за исключением того, что появляются редкие Globorotalia peripheroronda, а виды Catapsydrax dissimilis и Globigerinoides altiaperturus встречаются эпизодически. По их положению в разрезе между зонами Catapsydrax dissimilis и Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus и отсутствию следов перерыва эти слои условно можно отнести к зоне Catapsydrax stainforthi. Мощность 28,5 м.

4. Осадки зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus характеризуются разнообразной ассоциацией фораминифер, в которой преобладают Globigerinoides trilobus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, G. altispira globosa, Globorotalia siakensis, G. peripheroronda, Globigerina juvenilis, G. angustiumbilicata, G. conglomerata. В подчиненном количестве присутствуют Globigerinoides diminutus, G. subquadratus, Globoquadrina larmeui, Globorotaloides suteri, Globigerina foliata, G. bollii, G. venezuelana, Cassigerinella chipolensis, Globorotalia obesa, G. continuosa, G. minutissima. Встречены также единичные Globoquadrina praedehiscens, Catapsydrax stainforthi, C. unicavus. Зональный вид Globigerinatella insueta установлен только в одном образце в основании зоны. Мощность 19 м.

5. Выше залегают осадки с ассоциацией среднемиоценовой зоны Globorotalia peripheroacuta, состоящей из зонального вида, Globorotalia peripheroronda, G. obesa, G. siakensis, G. archaeomenardii, G. (Clavatorella) bermudezi, Globigerinoides trilobus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira altispira, G. altispira globosa, G. langhiana, Globigerina juvenilis, Sphaeroidinellopsis seminulina, Orbulina universa. Мощность 6 м.

Таким образом, граница нижнего и среднего миоцена отмечена перерывом, который соответствует интервалу терминальной нижнемиоценовой зоны Praeorbulina glomerosa и базальной зоны среднего миоцена Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda.

6. Осадки вышележащей зоны среднего миоцена Globorotalia fohsi lobata содержат многочисленные экземпляры индекс-вида, G. fohsi fohsi, G. peripheroronda, G. siakensis, G. praemenardii, G. archaeomenardii, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globoquadrina dehiscens, G. altispira и редкие Orbulina suturalis. Мощность 5,5 м.

7. Зона Globorotalia fohsi robusta характеризуется сходным составом фораминифер, но здесь появляются индекс-вид и G. scitula s. l., в то время как G. fohsi fohsi и G. peripheroronda исчезают. Мощность 4,5 м.

8. Выше со стратиграфическим несогласием залегают отложения верхнего миоцена, которые начинаются зоной Globorotalia acostaensis с разнообразной ассоциацией фораминифер. Она представлена индекс-видом, многочисленными Globorotalia merotumida, G. menardii, G. cultrata, Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Sph. seminulina, Globigerinoides bollii, G. trilobus, Globoquadrina altispira altispira, G. altispira globosa, G. dehiscens, Globigerina conglomerata, G. juvenilis, G. nepenthes. В подчиненном количестве присутствуют Orbulina universa, O. suturalis, Globorotaloides variabilis, Globigerinoides obliquus, Globorotalia obesa, G. lenguaensis. Мощность 12,5 м.

Таким образом, перерыв соответствует двум верхними зонам среднего миоцена Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi и Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis и базальной зоне верхнего миоцена Globorotalia continuosa.

9. В осадках зоны Globorotalia plesiotumida присутствуют большинство видов из подстилающих отложений, а также Neogloboquadrina dutertrei, Globigerinoides extremus, Candeina nitida. Мощность 27 м.

10. Разрез миоцена завершается зоной Globorotallia margaritae margaritae, характерными таксонами которой являются индекс-вид и G. margaritae primitiva. Из подстилающих осадков переходят Globigerina nepenthes, Globigerinoides obliquus, G. extremus, G. trilobus, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens, Globoquadrina altispira, G. dehiscens, Candeina nitida, Orbulina universa, Globorotalia acostaensis, G. cultrata, G. menardii, G. merotumida, G. plesiotumida. Последние два вида заканчивают свое существование в данной зоне. Здесь же появляются редкие экземпляры Globigerinoides conglobatus, который получает широкое развитие позднее. Неожиданно отсутствие вида Globorotalia tumida, который обычен в синхронных отложениях многих районов мира. Мощность 11 м.

Отложения миоцена согласно перекрываются осадками плиоцена, в которых также уверенно выделяются все три зоны карибской шкалы.

Расположенная севернее в пределах тропической зоны скв.368 (17°30'43" с.ш.; глубина 3367 м) вскрыла несколько иной разрез миоценовых осадков. Нижняя половина разреза (около 70 м) сложена слабо известковистыми и бескарбонатными глинами, накапливавшимися, вероятно, ниже или вблизи глубины карбонатной компенсации, с исключительно бедной ассоциацией планктонных фораминифер. Она позволяет установить присутствие нижнемиоценовых отложений мощностью около 38 м с редкими Globigerinoides sp., Catapsydrax unicavus, C. dissimilis, C. stainforthi, Globoquadrina altispira altispira, G. altispira globosa, Globigerina aff. venezuelana, G. praebulloides и осадков нижней части среднего миоцена с более богатыми фораминиферами, разнообразие которых увеличивается вверх по разрезу. Наиболее часты Orbulina suturalis, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerinoides

trilobus, G. subquadratus, Globoquadrina altispira, G. dehiscens, G. langhiana, Globigerina bollii, Globorotaloides suteri, сопровождаемые редкими Globorotalia peripheroronda и G. peripheroacuta.

Выше залегают осадки терминальной зоны среднего миоцена Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis, где зональные виды встречаются вместе с Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Globorotalia menardii, G. continuosa, G. lenguaensis, Globigerinoides bollii, G. trilobus, Globoquadrina dehiscens, Globigerinita glutinata, Globorotaloides variabilis. Суммарная мощность среднемиоценовых осадков составляет 44,5 м.

Среднемиоценовые отложения согласно перекрываются осадками верхнего миоцена мощностью около 80 м, в которых установлена непрерывная последовательность зон карибской фораминиферовой шкалы: Globorotalia continuosa, Globorotalia acostaensis, Globorotalia plesiotumida и Globorotalia margaritae margaritae с зональными комплексами, по составу аналогичными тем, которые характерны для верхнемиоценовых зон на поднятии Сьерра-Леоне.

Отложения миоцена и плиоцена в данной скважине разделены интервалом без отбора керна мощностью 28,5 м. Скорее всего, он отвечает базальной зоне плиоцена Globorotalia margaritae evoluta, так как в вышележащих осадках встречена ассоциация фораминифер зоны Globorotalia miocenica.

Разрез миоцена, вскрытый скв.369 в южной части субтропической области (26°35'55" с.ш.) в пределах континентального склона Мавритании на глубине 1760 м, сложен зеленовато-серыми, кремовыми и желтоватыми наннопланктонными илами и мергелями, в самой нижней части обогащенными радиоляриями и диатомеями. Обилие и разнообразие планктонных фораминифер увеличивается вверх по разрезу.

В основании разреза на отложениях терминальной зоны верхнего олигоцена Globorotalia kugleri s. str. залегают, возможно, с небольшим перерывом, осадки базальной зоны миоцена Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri. Кроме зональных видов здесь встречены Globorotalia siakensis, G. nana, Globigerina praebulloides, G. angustiumbilicata, G. venezuelana, G. juvenilis, Cassigerinella chipolensis, Globorotaloides suteri, Catapsydrax unicavus, C. dissimilis, Globoquadrina altispira globosa. В кровле появляются редкие Globigerinoides trilobus и G. altiaperturus. Мощность 9,5 м.

Выше установлена зона Catapsydrax dissimilis с индекс-видом, Globigerinoides trilobus, G. altiaperturus, Globigerina venezuelana, G. juvenilis, G. angustiumbilicata, G. praebulloides, G. binaiensis, Catapsydrax unicavus, C. stainforthi, Globoquadrina praedehiscens, G. altispira altispira, G. altispira globosa, Globorotalia siakensis. Мощность 9,5 м.

Перекрывающие осадки со сходной ассоциацией фораминифер условно отнесены к зоне Catapsydrax stainforthi по появлению вида Globoquadrina dehiscens. Осадки большей части этой и вышележащей зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus уничтожены эрозией и выше залегают отложения терминальной зоны нижнего миоцена Praeorbulina glomerosa с исключительно разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер. Последняя включает, кроме зонального вида. Praeorbulina transitoria, Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, G. subquadratus, G. diminutus, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerina bollii, G. foliata, G. conglomerata, G. falconensis, Cassigerinella chipolensis, Globoquadrina dehiscens, G. altispira altispira, G. altispira globosa, Globorotalia obesa, G. peripheroronda, G. siakensis, G. scitula, Globorotaloides suteri, Catapsydrax unicavus. В кровле зоны появляются Globorotalia continuosa, G. archaeomenardii u Globigerina druryi. Мощность 47,5 м.

Общая мощность отложений нижнего миоцена составляет 68 м.

Среднемиоценовый интервал начинается зоной Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda с разнообразной ассоциацией фораминифер, которая, наравне с зональными видами, содержит многочисленные Globorotalia praemenardii, G. archaeomenardii, G. obesa, G. siakensis, G. scitula, Globoquadrina dehiscens, G. altispira altispira, G. altispira globosa, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerina foliata, G. juvenilis, G. druryi, Globigerinita glutinata, Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus, Preorbulina glomerosa, P. transitoria. Последние три вида заканчивают свое существование в пределах этой зоны. Мощность 14,5 м.

Выше залегают осадки зоны Globorotalia perpheroacuta. В разнообразной ассоциации планктонных фораминифер преобладают представители родов Globorotalia (в том числе, зональный вид), Globoquadrina, Globigerina, Orbulina, Sphaeroidinellopsis, Globigerinita; появляются Globigerinoides bollii и G. obliquus. Мощность 14 м.

Перекрывающие осадки отнесены к зоне Globorotalia fohsi lobata по появлению зонального вида, а также видов Globigerinoides ex gr. ruber и Globorotalia aff. cultrata. Ассоциация фораминифер близка таковой из подстилающих отложений. Наиболее часто встречаются представители рода Globorotalia (peripheroronda, peripheroacuta, fohsi fohsi, archaeomenardii, praemenardii, siakensis, continuosa), a также Orbulina suturalis, Globigerina druryi, Globigerinoides bollii, G. obliquus. Мощность 9,5 м.

В следующей пачке осадков мощностью около 20 м комплекс фораминифер имеет смешанный характер. Наряду с доминирующими среднемиоценовыми видами Globorotalia fohsi lobata, G. praemenardii, G. siakensis, G. continuosa, Orbulina suturalis, Biorbulina bilobata, Globigerina druryi и другими присутствуют также виды, характерные для верхнего миоцена - Globorotalia merotumida, G. plesiotumida, G. margaritae margaritae, Globigerinoides extremus, Candeina nitida praenitida, Globigerina nepenthes. Такой состав фораминифер объясняется смешением разновозрастных видов в процессе бурения. Скорее всего, данный интервал включает осадки как среднего, так и верхнего миоцена. Это подтверждается определениями радиолярий (Johnson, 1978) и наннопланктона (Bukry, 1978b).

Миоценовый разрез в скв.369 завершается осадками зоны Globorotalia margaritae margaritae с зональным видом, G. aff. tumida, G. menardii, G. plesiotumida, G. acostaensis, Neogloboquadrina dutertrei, Sphaeroidinellopsis sphaeroides, Sph. subdehiscens, Globigerina nepenthes, Globigerinoides extremus, G. bollii, Orbulina universa, Candeina nitida и другими. Мощность около 30 м. Они согласно перекрываются нижнеплиоценовыми илами.

Иной тип разреза миоценовых отложений вскрыт скв.397 (26°50,7'с.ш.; глубина 2900 м), пробуренной в рейсе 47А вблизи скв.369 у подножия континентального склона Мавритании (рис.4). Он представлен мощной толщей осадков (около 900 м), с крупным стратиграфическим несогласием залегающих на мелководных (прибрежных) нижнемеловых (валанжин-готерив) отложениях (von Rad, Ryan et al., 1979).

Большая (нижнемиоценовая-среднемиоценовая) часть разреза мощностью около 550 м сложена чередующимися горизонтами плохо сортированных оползневых образований, турбидитовых слоев с градационной слоистостью и автохтонных осадков (см. рис.4). Присутствуют также прослои вулканокластических отложений, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Они сложены вулканомиктовыми песчаниками и туфами, часто преобразованными в цеолиты. В нижнемиоценовой части разреза осадки в значительной мере обогащены остатками кремнистых микроорганизмов (радиолярии, реже диатомеи) и ихтиофауны, что свидетельствует об интенсивном развитии процессов прибрежного апвеллинга (Arthur et al., 1979).

Верхняя часть миоценового разреза (верхи среднего миоцена – верхний миоцен) мощностью около



Рис. 4. Стратиграфия миоценовых осадков, вскрытых скв. 397 у подножия континентального склона Мавритании Условные обозначения см. рис. 3.

350 м сложена преимущественно гемипелагическими глинистыми фораминиферово-наннопланктонными илами с подчиненным количеством прослоев цеолитизированного вулканического пепла и турбидитов. В отличие от нижнемиоценовых отложений осадки этого интервала лишены биогенных кремнистых остатков.

Планктонные фораминиферы изучались Дж.Салваторини и М.Читой (Salvatorini, Cita, 1979), которые использовали для расчленения отложений тропическо-субтропическую зональную шкалу У.Блоу (Blow, 1969). Последняя практически аналогична шкале Г.Болли (Bolli, 1957, 1966), отражая ту же последовательность зон и отличаясь от последней методическим подходом к их выделению и иногда названиями самих зон.

Осадки нижней части разреза мощностью около 360 м содержат смешанную ассоциацию олигоценовых и редких миоценовых планктонных фораминифер, которые лишь условно позволяют коррелировать их с зоной Globigerinatella insueta– Catapsydrax dissimilis (N6) нижнего миоцена. Выше их состав постепенно становится разнообразнее, позволяя уверенно проследить почти непрерывную последовательность зональных единиц тропической–субтропической шкалы У.Блоу (Blow, 1969).

Зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus (N7) выделена в интервале 922,3-856,9 м. Она характеризуется комплексом фораминифер, в котором преобладают Globigerinoides quadrilobatus, G. subquadratus, Globigerina praebulloides, Globorotalia praescitula, G. peripheroronda, Globoquadrina altispira s. l., G. baroemoenensis, Cassigerinella chipolensis. Реже встречаются Globigerinatella insueta, Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides obliquus, G. diminutus, G. altiaperturus, Globigerina falconensis, G. druryi, G. venezuelana, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Globorotalia siakensis, G. obesa, G. birnageae, G. clemenciae, G. acrostoma, G. bella, G. cf. miozea и другие.

Зона Globigerinoides sicanus-Globigerinatella insueta (N8) (или зона Praeorbulina glomerosa по шкале Г.Болли), терминальная зона нижнего миоцена, отвечает осадкам в интервале 848,5-744,2 м, в которых обычны Praeorbulina glomerosa curva, P. glomerosa circularis, P. glomerosa glomerosa, P. transitoria, Globigerinoides bisphaericus, G. subquadratus, G. quadrilobatus s. l., Globigerina falconensis, G. venezuelana, G. druryi, G. praebulloides, Globorotalia siakensis, G. praescitula, G. birnageae, G. peripheroronda, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Cassigerinella chipolensis, Globoquadrina dehiscens. Реже встречаются Globigerinatella insueta, Globorotalia archaeomenardii, G. cf. miozea, G. clemenciae, G. acrostoma. Также присутствуют единичные Globigerinoides diminutus, G. obliquus, Globoquadrina langhiana и другие. Нижняя граница зоны проведена по появлению в разрезе Globigerinoides bisphaericus.

Выше согласно залегают осадки среднего миоцена.

Зона Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (N9) выделена в интервале 742,3-740,6 м и характеризуется присутствием индекс-видов, Biorbulina bilobata, Praeorbulina glomerosa circularis, Globigerinoides bisphaericus, Globorotalia archaeomenardii, G. praescitula, Cassigerinella chipolensis. Граница с подстилающей зоной совпадает с появлением представителей рода Orbulina.

Выше (интервал 731,7-722,5 м) залегают осадки с ассоциацией фораминифер зоны Globorotalia fohsi lobata (N11). Наиболее часты здесь Orbulina spp., Globigerinoides baroemoenensis, G. altispira s. l., Globigerinoides quadrilobatus s. l., Globigerina druryi, G. venezuelana, Globorotalia siakensis, G. miozea, Sphaeroidinellopsis disjuncta, сопровождаемые более редкими Globoquadrina dehiscens, Globigerina praebulloides, Globorotalia peripheroacuta, Globigerinoides subquadratus, G. obliquus, Globigerina falconensis и другими. В этом интервале впервые появляются Orbulina universa, Globorotalia praemenardii, G. continuosa и Globigerinopsis aguasayensis. Не исключено, что осадки самой нижней части этого интервала отвечают кровле зоны Globorotalia peripheroacuta (N10). Присутствие здесь перерыва (часть зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda и большая часть зоны Globorotalia peripheroacuta) представляется несомненным (von Rad, Ryan et al., 1979).

Зона Globorotalia fohsi robusta (N12) установлена в интервале 715,1-704,6 м. Фораминиферы имеют плохую сохранность; наиболее часто встречаются Globorotalia siakensis, G. scitula, G. praemenardii, G. miozea, G. continuosa, Globigerina venezuelana, G. druryi, G. falconensis, G. praebulloides, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Globoquadrina dehiscens, G. altispira s. l., Globigerinoides trilobus, Orbulina spp. Нижняя граница зоны совпадает с появлением Globorotalia fohsi fohsi.

Выше (интервал 703–686,3 м) согласно залегают осадки зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens– Globigerina druryi (N13), нижняя граница которой проведена по появлению Sphaeroidinellopsis subdehiscens. Наряду с индекс-видами здесь часто встречаются Globorotalia siakensis, G. scitula, G. partimlabiata, Globigerinoides quadrilobatus, Globigerinopsis aguasayensis. Orbulina spp.; в отдельных образцах в заметном количестве присутствуют Globorotalia continuosa, G. mayeri, G. miozea, Globoquadrina altispira s. l. Отмечены переходные формы от Globigerina druryi к G. nepenthes, зонального вида вышележащей зоны, первые типичные представители которого маркируют ее нижнюю границу. В пределах этого интервала исчезают Globorotalia fohsi lobata, G. fohsi robusta, G. fohsi fohsi, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Globorotalia partimlabiata, Globigerinoides subquadratus, Globigerinopsis aguasayensis.

Осадки интервала 685,5–674 м коррелируются с зоной Globigerina nepenthes–Globorotalia siakensis (N14), терминальной зоной среднего миоцена. Фораминиферы представлены в основном Globorotalia siakensis, G. miozea, типичными Globigerina nepenthes, G. praebulloides, Globoquadrina dehiscens, Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Globigerinoides quadrilobatus s. l., Orbulina spp. и редкими Globigerina decoraperta, G. falconensis, Globorotalia continuosa, Globigerinoides obliquus, G. bulloideus, Globoquadrina altispira s. l. В осадках зоны зафиксированы последние находки Globigerina druryi и Globoquadrina baroemoenensis, а также первые экземпляры Globorotaloides falconarae.

Осадки среднего и верхнего миоцена разделены стратиграфическим перерывом, который соответствует зоне Globorotalia continuosa (N15) и, возможно, базальной части зоны Globorotalia acostaensis (N16).

Зона Globorotalia acostaensis (N16) выделяется в интервале 668,4-501,5 м. Здесь продолжают встречаться в заметном количестве экземпляров Globigerina decoraperta, G. nepenthes, G. falconensis, Globigerinoides bulloideus, G. obliquus, G. quadrilobatus s. l., Globoquadrina altispira s. l., peme Globorotalia continuosa, Globorotaloides falconarae. Появляются новые элементы: Globorotalia acostaensis, Globigerina praecalida, G. praedigitata, G. bulloides, Globorotalia plesiotumida, G. miotumida, G. mineacea, Globigerinoides extremus, G. seiglei, Candeina nitida, Sphaeroidinellopsis seminulina. В пределах этого интервала заканчивают существование Globorotalia lenguaensis, G. continuosa, Globorotaloides falconarae, G. miozea, Sphaeroidinellopsis subdehiscens.

Осадки в интервале 500-419 м отнесены к предложенной авторами (Salvatorini, Cita, 1979) зоне Sphaeroidinellopsis seminulina paenedehiscens, которая ими коррелируется с верхней частью зоны Globorotalia plesiotumida (N17). Ее нижняя граница проведена по появлению зонального вида. Среди планктонных фораминифер доминируют Globorotalia acostaensis, G. miotumida и Globigerina nepenthes. Присутствуют также Globigerinoides obliquus, G. extremus, G. bulloideus, G. quadrilobatus s. l., Globoquadrina altispira s. l., Globigerina decoraperta, G. falconensis, Orbulina spp., первые экземпляры Globorotalia multicamerata и Globigerinoides conglobatus и формы, переходные к виду Globorotalia margaritae, который получает развитие в более молодых отложениях.

Выше располагаются осадки с типичными экземплярами Globorotalia margaritae. Ассоциация фораминифер представлена Globorotalia acostaensis, G. cultrata, G. margaritae, Neogloboquadrina humerosa, Globigerina nepenthes, G. falconensis, G. bulloides, Globigerinoides extremus, G. quadrilobatus, Orbulina spp., которые сопровождаются более редкими Globorotalia scitula, Sphaeroidinellopsis seminulina paenedehiscens, Hastigerina siphonifera, Globoquadrina altispira, Globigerina calida praecalida и единичными Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina, Globorotalia mineacea, G. plesiotumida, Candeina nitida nitida, Globigerinoides conglobatus, Globigerina apertura и G. digitata praedigitata. В отсутствие руководящих видов тропической-субтропической шкалы, осадки отнесены к предложенной авторами зоне Globigerina nepenthes (Salvatorini, Cita, 1979). Нижняя и верхняя границы этой зоны, которая рассматривается ими в качестве базальной зоны нижнего плиоцена, проведены по первому появлению, соответственно, видов Globorotalia margaritae и Globorotalia puncticulata. Очевидно, она включает в себя также терминальную зону миоцена - Globorotalia tumida-Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens шкалы У.Блоу (или зону Globorotalia margaritae margaritae по шкале Г.Болли).

Разрез миоцена мощностью более 150 м, сложенный светло-серыми наннопланктонными илами, пробурен скважинами 135 и 136 в самой северной части региона (в заливе Кадис и севернее о.Мадейра, 34-35° с.ш.) на глубинах соответственно 4152 и 4169 м. К сожалению, опробование здесь проводилось через большие интервалы (50-80 м), поэтому судить о стратиграфии и разрешающей способности планктонных фораминифер не представляется возможным (Hayes, Pimm et al., 1972). Установлено лишь присутствие в разрезе осадков всех подотделов миоцена. В нижнем миоцене встречена исключительно обедненная и подверженная сильному растворению ассоциация фораминифер, состоящая из Саtapsydrax dissimilis и Globigerina venezuelana (Beckmann, 1972). Среднемиоценовые осадки

содержат несколько более разнообразный комплекс планктонных фораминифер зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (зональные виды, Globorotalia archaeomenardii, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globoquadrina dehiscens). В верхнем миоцене встречены Globorotalia acostaensis, G. cultrata, Globoquadrina dehiscens, Globigerina nepenthes и Globigerinoides obliquus (возможно, зона Globorotalia acostaensis). По мнению Дж.Бекманна (Beckmann, 1972), фораминиферы по составу являются умеренно-тепловодными.

Анализ таксономического состава планктонных фораминифер и их распределения в относительно полных разрезах у Северо-Западной Африки в пределах широтного пояса от 6 до 27° с.ш. показал, что они обеспечивают детальное расчленение миоценовых отложений на основе тропической-субтропической зональной шкалы, хотя в отдельных разрезах выделение некоторых зональных единиц не всегда удается. Это связано с разными причинами.

Во-первых, осадки некоторых зон были уничтожены эрозией. Стратиграфические перерывы достоверно установлены в нескольких скважинах. В скв.369 на континентальном склоне Марокко он соответствует большей части зоны Catapsydrax stainforthi и зоне Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus нижнего миоцена. В скв.366 на поднятии Сьерра-Леоне перерывы отмечены на границе нижнего и среднего миоцена, где отсутствуют осадки нижнемиоценовой зоны Praeorbulina glomerosa и среднемиоценовой зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda, а также на границе среднего и верхнего миоцена, где из разреза выпадают осадки трех зон среднего миоцена: Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi, Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis и Globorotalia continuosa. Два перерыва установлены в скв.397: в среднем миоцене (зона Globorotalia peripheroacuta) и на границе среднего и верхнего миоцена (зона Globorotalia continuosa).

Во-вторых, в некоторых интервалах отдельных скважин зональное расчленение невозможно в силу фациальных причин. Это хорошо видно в скв.368 (поднятие Островов Зеленого Мыса), где нижняя половина миоценового разреза сложена относительно глубоководными осадками, подвергшимися интенсивному растворению, что препятствует их зональному расчленению.

Наконец, иногда невозможность выделения зональных единиц обусловлена техническими причинами, т.е. перемешиванием осадков в процессе бурения (скв.369 на континентальном склоне Марокко). Тем не менее, несмотря на перечисленные ограничения, в сводном разрезе миоценовых отложений данного региона надежно устанавливается последовательность всех зональных подразделений карибской фораминиферовой шкалы.

Нижний миоцен включает зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri (скв. 366, 369), Catapsydrax dissimilis (скв. 366, 369), Catapsydrax stainforthi (скв. 369 и, возможно, скв. 397), Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus (скв. 366, 397) и Praeorbulina glomerosa (скв. 369, 397).

В среднем миоцене выделяются зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (скв.369, 397), Globorotalia peripheroacuta (скв.366, 369), Globorotalia fohsi lobata (скв.366, 369, 397), Globorotalia fohsi robusta (скв.366, 397), Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi (скв.397) и Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis (скв.368, 397).

Верхний миоцен подразделяется на зоны Globorotalia continuosa (скв.368), Globorotalia acostaensis (скв.366, 368), Globorotalia plesiotumida (скв.366, 368) и Globorotalia margaritae margaritae (скв.366, 368).

Таким образом, в тропическо-южносубтропической области Северо-Восточной Атлантики присутствуют и хорошо идентифицируются все зональные единицы тропической–субтропической шкалы, за исключением среднемиоценовой зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi, отложения которой уничтожены эрозией.

Особенностью планктонных фораминифер во многих разрезах данного региона является наличие следов интенсивного растворения их раковин, которое особенно характерно для нижнемиоценового интервала и низов среднего миоцена. Вероятно, это обусловлено усилением придонной циркуляции в связи с развитием в это время регионального прибрежного апвеллинга. На подъем глубинных вод и, как результат, увеличение биопродуктивности поверхностных вод указывает повышенное содержание в нижнемиоценовых осадках биогенного кремнезема. Оно отмечено в ряде скважин (138, 139, 366, 368, 369, 397, 667), пробуренных вдоль окраины африканского континента (Diester-Haas, 1979, Sarnthein, 1978; Riech, 1979; Arthur et al., 1979; Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al., 1988). С этими же событиями, вероятно, связано усиление донной эрозии в отдельные периоды, что нашло отражение в стратиграфических перерывах внутри нижнемиоценового интервала и на границе нижнего и среднего миоцена, отмеченных в некоторых скважинах (например, скв. 366, 369).

Юго-Западная Испания (Кадисский залив)

В ранне- и среднемиоценовое время, а также в начале позднего миоцена (тортонский век) осадки Кадисского залива (Андалузия) были приурочены к западной части Северо-Бетского прогиба, который располагался между палеозойскими складчатыми сооружениями Сьерра-Морена (Мезета) на севере и Сьерра-Невада (Бетские Кордильеры) на юге, протягиваясь в широтном направлении. Этот прогиб представлял собой пролив, обеспечивавший (наряду с прогибом/проливом Южного Рифа на территирии современного Марокко) сообщение Атлантического океана и Средиземного моря. В конце тортонского времени этот пролив, очевидно, разорвался на две части или же между ними сохранялось крайне затрудненное сообщение. На востоке (в районе Мурсии и Лорки) возник залив, открывавшийся в сторону Средиземного моря. В нем формировались гипсоносные осадки мессинского яруса (верхний миоцен) с обедненной эвригалинной микрофауной. На западе располагался Кадисский залив, свободно сообщавшийся с Атлантическим океаном; здесь продолжалось накопление осадков со стеногалинной микрофауной (андалузский "ярус").

Миоценовые отложения Кадисского залива относятся к двум структурным комплексам (Perconig, 1964, 1966). Нижний из них носит название допокровного миоцена и представлен толщей конгломератов, песчаников и турбидитов с подчиненными пачками глин и мергелей, содержащих планктонные и бентосные микроорганизмы нижнего и среднего миоцена (Verdenius, 1970). Эти отложения дислоцированы и вовлечены в надвиги. Они несогласно перекрываются осадками послепокровного миоцена – толщей глин, мергелей и песчаников, залегающей автохтонно и горизонтально и относящейся к тортонскому ярусу верхнего миоцена (местами, вероятно, низы этой толщи включают также верхние слои среднего миоцена).

Своеобразная особенность литологического облика миоценовых отложений Кадисского залива (бассейн низовьев р.Гвадалквивир) выражена в развитии светлосерых, серо-зеленоватых и сероголубоватых мергелей с огромными скоплениями планктонных микроорганизмов с известковым (фораминиферы, кокколитофориды), кремневым (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты) и органикостенным (динофлагеллаты) скелетом. Обычны также спикулы кремневых губок. Нередко содержание кремнезема в породе достигает 25–50%. Эти серо-голубоватые мергели с обильным и разнообразным по систематическому составу планктоном в испанской геологической литературе известны под местным назанием "моронитас" (от города Морона, находящегося недалеко от Севильи).

Нами изучены комплексы микроорганизмов из двух разрезов миоцена Кадисского залива (район Севильи) – Эль Ломо-Пардо и Эль Куэрво (см. рис.1). Поскольку образцы происходят из двух сравнительно узких интервалов миоцена, целесообразно рассмотреть все группы планктонных микроорганизмов совместно.

В разрезе Эль Ломо-Пардо (обнажение на правом берегу р.Гвадалквивир у места пересечения реки автострадой Севилья–Кадис) отложения в фации моронитас относятся к нижнему миоцену. Эти мергели содержат столь обильные ассоциации планктонных фораминифер, радиолярий, диатомей и силикофлагеллат, что могут рассматриваться в качестве известково-кремнистых биогенных илов.

Комплекс планктонных фораминифер включает Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, G. diminutus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, G. baroemoenensis, Globigerina foliata, G. falconensis, G. praebulloides, G. woodi, Globorotalia peripheroronda, G. siakensis, G. acrostoma, G. archaeomenardii в сочетании с более редкими Praeorbulina transitoria, P. glomerosa curva. Они позволяют относить моронитас к зоне Praeorbulina glomerosa (N8), а точнее – к нижней части этой зоны, поскольку более инволютные формы P. glomerosa (glomerosa, circularis) отсутствуют. В этих отложениях были найдены единичные экземпляры тропического вида Globigerinatella insueta, причем типичного облика и хорошей сохранности (Toumarkine, Bolli, 1973). В Карибской области и в тропическом поясе Северной Атлантики данный вид обычен для подстилающих отложений нижнего миоцена – зона Globigerinatella insueta, по Г.Болли (Bolli, 1957). Его обнаружение в осадках зоны Praeorbulina glomerosa разреза Эль Ломо-Пардо служит косвенным подтверждением, что здесь обнажены слои нижней части зоны Praeorbulina glomerosa. В нашем материале вид Globigerinatella insueta, однако, не обнаружен, т.е. этот вид заходит в субтропические широты в качестве очень редких экземпляров. Мощность отложений зоны Praeorbulina glomerosa составляет не менее 80 м. Таким образом, накопление известково-кремнистых биогенных илов происходило очень быстрыми темпами. Моронитас несогласно перекрываются отложениями верхней части среднего миоцена.

На основании распространения в моронитас Helicosphaera ampliaperta, H. kamptneri, Sphenolithus heteromorphus, Discoaster variabilis, D. trinidadensis, они относились к зоне Helicosphaera ampliaperta (NN4) (Thierstein, 1973). Обычно последняя соответствует фораминиферовой зоне Globigerinatella insueta, но в разрезе Эль Ломо-Пардо моронитас содержат фораминиферы нижней части зоны Praeorbulina glomerosa. Можно предположить, что здесь обнажены осадки самой верхней части наннопланктонной зоны Helicosphaera ampliaperta.

Переизучение наннопланктона из моронитас Эль Ломо-Пардо подтвердило выводы Г.Тирштайна. Осадки содержат обильный наннопланктон хорошей сохранности. Присутствуют Cyclicargolithus floridanus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera carteri, H. ampliaperta, H. scissura, H. euphratis, Reticulofenestra sp., Sphenolithus heteromorphus, Sphenolithus sp. Встречено также несколько экземпляров Discoaster variabilis. Совместное присутствие Helicosphaera ampliaperta и Sphenolithus heteromorphus характерно для зоны Helicosphaera ampliaperta, а появление Discoaster variabilis указывает, что отложения относятся к кровле зоны, так как появление Discoaster variabilis используется в качестве дополнительного маркера при определении кровли зоны Helicosphaera ampliaperta, когда зональный вид чрезвычайно редок или отсутствует.

В моронитас Эль Ломо-Пардо встречена масса радиолярий хорошей сохранности. Многочисленные экземпляры Stichocorys delmontensis, Cyrtocapsella tetrapera, C. japonica, Cannartus tubarius, Solenosphaera sp., иглы Orosphaerida, Carpocanopsis sp. позволяют отнести отложения к переходным слоям между зонами Calocycletta costata и Stichocorys wolffii верхней части нижнего миоцена.

Проведенные нами подсчеты по относительному содержанию таксонов высокого ранга радиолярий позволяют предполагать, что осадки разреза Эль Ломо-Пардо, вероятно, накапливались на значительном удалении от береговой линии.

В моронитас рассматриваемого разреза диатомеи обильны в видовом и количественном отношении, сохранность створок хорошая. Ассоциация диатомей включает виды родов Actinocyclus, Actinoptychus, Azpeitia, Asterolampra, Anellus, Cestodiscus, Coscinodiscus, Denticulopsis, Hyalodiscus, Paralia, Thalassiosira, Stephanopyxis, Raphoneis, Synedra, Ethmodiscus. Стратиграфически важными видами являются Actinocyclus ingens, Anellus californicus, Coscinodiscus blysmos, Thalassiosira fraga, Crucidenticula nicobarica, Coscinodiscus lewisianus var.similis и ряд других.

Наличие в комплексе в значительных количествах таких видов, как Anellus californicus и Coscinodiscus blysmos. позволяет датировать отложения как верхи нижнего миоцена и отнести их к зоне Anellus californicus в зональной шкале Э.П.Радионовой (1991) или к стратиграфически эквивалентной подзоне В в зоне Crucidenticula (paнее Denticulopsis) nicobarica в зональной шкале Баррона-Балдофа (Barron, Baldauf, 1995).

Силикофлагеллаты в данном разрезе не столь обильны и разнообразны, как диатомеи. Встречены виды Dictyocha brevispina aspera, Mesocena diodon, M. pappii, Distephanus speculum. Сочетание видов силикофлагеллат не противоречит возрастной оценке отложений, выполненной по диатомеям.

В разрезе Эль Куэрво (607 км автострады Мадрид-Кадис) отложения в фации моронитас принадлежат к послепокровному миоцену. Они представлены близкими по облику светло-серыми и серо-зеленоватыми мягкими мергелями с обильными планктонными фораминиферами, наннопланктоном, радиоляриями, диатомеями и силикофлагеллатами. Неизменно присутствуют спикулы кремневых губок. Обычно встречаются бентосные фораминиферы, хотя они немногочисленны. В верхней части разреза в осадках наблюдается детритусовый органогенный материал (обломки раковин моллюсков) и терригенная примесь. Мощность достигает 50 м.

Планктонные фораминиферы представлены Globorotalia merotumida, G. menardii, G. acostaensis, G. scitula, G. obesa, G. incompta, Orbulina universa, Biorbulina bilobata, Globigerinoides obliquus, G. bollii, G. trilobus, Globoquadrina dehiscens, Globigerina bulloides, G. microstoma, G. nepenthes, G. apertura, G. concinna, G. foliata, G. bulbosa, G. decoraperta, G. eamesi, G. quinqueloba, Globigerinita glutinata. Они определяют возраст осадков как позднемиоценовый (тортонский ярус, зона Globorotalia acostaensis). Количественное соотношение планктонных фораминифер и радиолярий в образцах пород изменчиво - преобладают то те, то другие, т.е. первичные осадки следовало классифицировать либо как фораминиферово-радиоляриевые, либо как радиоляриево-фораминиферовые илы. Не остается постоянным и систематический состав планктонных фораминифер. В некоторых образцах - многочисленные линзовидные килеватые глобороталии, в других - резко доминируют глобигерины. Возможно, последние ассоциации

указывают на понижение температуры водной массы. В целом же вариации состава планктонных фораминифер и соотношения известкового и кремневого планктона свидетельствуют о нестабильности условий накопления тортонских моронитас, о неустойчивости местных эвтрофических и климатических параметров.

По данным Э.Мартини (Martini, 1973), состав наннопланктона в моронитас разреза Эль Куэрво однообразен: Discoaster hamatus, D. calcaris, D. bollii, D. challengeri, D. deflandrei, D. variabilis, D. pseudovariabilis, Coccolithus pelagicus, Calcidiscus macintyrei, C. rotulus, Helicosphaera carteri, Holodiscolithus macroporus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus pacificus и др. Отложения относятся к зоне Discoaster hamatus (NN9), установленной и в стратотипе тортонского яруса Италии.

Вслед за Э.Мартини мы выделяем зону Discoaster hamatus. Список видов, приведенный этим исследователем и включающий 23 таксона, практически идентичен нашим данным. Наннопланктон обилен и прекрасной сохранности, что особенно подчеркивается многочисленными целыми коккосферами, причем присутствуют коккосферы разного размера. Доминируют холодноводный Coccolithus pelagicus и относительно холодноводные Reticulofenestra pseudoumbilica, Reticulofenestra sp. Дискоастеры редки, буквально единичны, причем часто встречаются малоразмерные формы. Лишь в нескольких образцах удалось встретить единичные Discoaster challendgeri и D. bollii. Также обнаружено несколько экземпляров D. exilis; вид D. hamatus имеет несколько уменьшенные размеры и очень немногочисленен. Редко встречаются субтропические Rhabdosphaera procera, Scapholithus fossilis и тепловодные представители рода Sphenolithus. Незначительная доля тепловодных видов свидетельствует о преобладании относительно холодноводных условий. Кроме того, присутствуют Calcidiscus macyntyrei, C. leptoporus, C. rotulus, Discolithina multipora, Helicosphaera carteri, Helicosphaera sp.

Следует заметить, что отложения зоны Discoaster hamatus в сопредельных районах (Бискайский залив, отрог Гобан, Средиземное море) обычно трудно идентифицируются в связи с крайне редкой встречаемостью индекс-вида и очень обедненным составом наннопланктона.

Разрез Эль Куэрво вмещает достаточно разнообразную, хорошей сохранности фауну радиолярий, хотя ее обилие и видовой состав менялись в процессе накопления отложений. Радиолярии разреза Эль Куэрво обладают существеннной морфологической изменчивостью. Для разреза типично присутствие немногочисленных видов-индексов тропической шкалы. Наиболее обильны виды, свойственные холодноводным районам. Обычны Lithomitra lineata(=L. clevei Petr.), Artostrobium auritum, Lophophaena spp., Trisulcus aff. boreale, T. spp., Lithomitra nodosaria, Pseudodictyophimus gracilipes, P. horrida, Artostrobus annulatus, A. jorgenseni, Cornutella verrucosa, Arachnocorallium sp., Lithomelissa aff. setosa, Tholospyris aff. cortinisca (Sanfilippo et al., 1973, pl.3, fig.16), Tricolocampe aff. cylindrica, T. papillosa mediterranea, Lampromitra erosa (= L. erosa Riedel et al., 1974, pl.59, fig.6-7), Stylodictya validispina, S. aff. aculeata, Lithelius minor, Peridium sp., Lithocampe corbula, Eucyrtidium cienkowskii, E. aff. teucheri, Acrobotrys sp., Pylonydae gen. et spp. indet, Spongodiscidae spp. и многие другие виды. Встреченная фауна свидетельствует об относительно холодноводных условиях ее обитания.

На основании немногочисленных экземпляров видов-индексов тропической шкалы – Stychocorys peregrina, Ommatartus hughesi, Anthocyrtidium ehrenbergii, отложения разреза Эль Куэрво могут быть определены как пограничные между зонами Ommatartus antepenultimus и Cannartus pettersoni верхнего миоцена. Это соответствует возрасту рассматриваемых отложений, установленному У.Берггреном с соавторами (Berggren et al., 1976), хотя, судя по фауне радиолярий, ими была исследована несколько иная часть разреза, чем изученная нами, вмещающая такую же достаточно обильную холодноводную фауну радиолярий.

Фауна радиолярий разреза Эль Куэрво свидетельствует о формировании отложений недалеко от берега бассейна, но на относительно большой глубине. Авторы упомянутой работы предполагают, что это были среднебатиальные глубины порядка 800 метров. Наши данные вполне соответствуют этому предположению. Различие в относительном обилии сем. Plagiacanthidae позволяет предполагать, что накопление осадков разреза Эль Куэрво происходило на меньшем удалении от берега, чем таковых разреза Эль Ломо-Пардо. При этом расстояние от береговой линии в процессе формирования разреза могло меняться. Возможно, осадки, изученные У.Берггреном с соавторами, отлагались на большем расстоянии от берега, чем исследованные нами.

В комплексном микропалеонтологическом исследовании средиземноморского неогена А.Санфилиппо с соавторами (Sanfilippo et al., 1973) пришли к выводу, что стратиграфическая зональ-
ная шкала, разработанная на основе последовательности радиолярий низких широт, может быть использована и в этом регионе. Однако для Средиземноморья требуется дополнительное изучение фауны радиолярий, и нельзя исключать внесения некоторых корректив в зональную схему.

В разрезе Эль Куэрво (формация Моронитас) диатомеи и силикофлагеллаты хорошей сохранности и присутствуют в большинстве проб. В ассоциациях диатомей соотношения тепловодных и умеренно-тепловодных форм непостоянно, варьируется также количество и видовое разнообразие неритических и сублиторальных элементов флоры. Для комплексов диатомей в целом характерно: высокое обилие видов родов Thalassionema и Thalassiothrix, характерных для районов с контрастными температурами поверхностных вод, в том числе и апвеллингов, а также разнообразие вариететов тропического вида Actinocyclus ellipticus (A. ellipticus ellipticus, A. ellipticus var. lanceolata, A. ellipticus var. elongata).

В осадках присутствуют в значительных количествах и другие элементы тепловодной флоры – Hemidiscus cuneiformis, Azpeitia nodulifer, A. crenulatus, Nitzschia marina. Умеренно-тепловодные диатомеи представлены Coscinodiscus marginatus, C. asteromphalus, C. radiatus, C. symbolophorus, Thalassiosira leptopus, Rhizosolenia styliformis. Для неритической ассоциации с элементами сублиторальной флоры характерно присутствие Actinoptychus undulatus, Paralia sulcata, Rhaphoneis amphiceros, Tetracyclus sp., Auliscus costatus, Pyxidicula turris, Arachnoidiscus ehrenbergii, Cocconeis surirella, C. scutellum, Rhizosolenia calcar-avis, Pseudotriceratium sp. и др.

Единично и не во всех образцах присутствуют зональные виды Actinocyclus moronensis и Thalassiosira yabei. Состав комплексов позволяет отнести отложения разреза Эль Куэрво к зоне Actinocyclus moronensis, самые верхи среднего и низы верхнего миоцена (Barron, Baldauf, 1995).

Э.Мартини (Martini, 1973) определил в комплексе силикофлагеллат Dictyocha rhombica, D. crux, D. fibula, D. ausonia, D. speculum, Mesocena circulus, M. diodon, Pseudorocella corona и отнес осадки к зоне Dictyocha rhombica тортонского возраста.

Миоценовые отложения Кадисского залива в фации моронитас резко отличаются от обычных карбонатно-терригенных осадков этого возраста, развитых на континентах, двумя особенностями – огромными скоплениями планктонных микроорганизмов; содержанием как известкового, так и кремневого планктона. По внешнему облику эти известково-кремнистые биогенные илы напоминают пелагические глубоководные биогенные осадки центральных областей океанических бассейнов. Однако палеогеографическая и седиментационная обстановки не позволяют рассматривать моронитас в качестве океанических осадков. Формирование их происходило недалеко от береговой линии, в непосредственной близости от древнего массива Иберийской Месеты на севере и складчатых сооружений Андалузских гор (Сьерра-Невада) – на юге, поставлявших обильный терригенный материал. Поэтому моронитас в составе миоценовой толщи чередуются с обычными песчано-глинистыми породами.

Формирование моронитас Кадисского залива, очевидно, связано с апвеллингом вдоль восточного побережья миоценового Атлантического океана. Модель этого явления для континентального шельфа на восточной стороне океанического бассейна выглядит следующим образом (Нау, 1995, стр.35, рис.12). Поднимающиеся глубинные воды, богатые питательным органическим веществом, текут по дну шельфа в сторону побережья. Они вызывают бурное развитие фитопланктона, а также планктонных микроорганизмов с известковым и кремневым скелетом. Поверхностные воды текут в обратном направлении (т.е. в сторону океана). Однако они несколько изолированы от водной массы океана дивергенцией, которая развивается в месте перелома рельефа дна на глубине 200 м, т.е. перехода шельфа в континентальный склон (shelf break). "Планктонный дождь" на шельфе приводит к возникновению биогенных известково-кремнистых илов, причем скорости их накопления весьма значительны. Сохранения биогенного сапропелевого вещества в этих илах не происходит, так как в аэрируемых донных водах господствует окислительная обстановка.

Мергели с обильным известковым и кремневым планктоном (моронитас) установлены не только в Кадисском заливе, но и в пределах всего Северо-Бетского прогиба до средиземноморского побережья (Colom, 1952; Colom, Gamundi, 1951). Они прекрасно развиты и в Западном Средиземноморье, соседствуя с западным краем так называемого Тирренского континента – поднятия, возникшего в конце олигоцена и скрывшегося под водами раннемиоценовой (бурдигальской) трансгрессии. На Балеарских островах моронитас встречены в западной части о-ва Мальорка (Сьерра-Норте) и на о-ве Ивиса (Colom, 1945, 1946, 1956, 1958). Эти отложения здесь относятся к нижнему и среднему миоцену и содержат обильные скопления планктонных фораминифер, радиолярий, диатомей и силикофлагеллат.

Как будет показано ниже, в миоценовых отложениях Восточного Средиземноморья (Кипр, Сирия) планктон с кремневым скелетом практически отсутствует. Однако это различие биоты не Средиземноморья и Атлантического океана, а Западного и Восточного Средиземноморья, отчасти разграниченных Тирренским поднятием и Сицилийско-Ливийским порогом.

Континентальный склон Пиренейского полуострова

В пределах этого района, расположенного в переходной субтропическо-бореальной области, миоценовые отложения пробурены тремя скважинами: скв.398 у южного подножия подводной горы Виго в 160 км от западного побережья Пиренейского полуострова (40°57,6' с.ш.; глубина 3910 м), а также скв.637 и 638 в восточной части Иберийской абиссальной котловины (42° с.ш.; глубина 5307 и 4661 м, соответственно) (см. рис.1; рис.5). Последние вскрыли фрагменты верхнего миоцена, в первом случае сложенного переслаиванием глубоководных красных глин и турбидитов, а во втором – наннопланктонным илом с обедненной фауной планктонных фораминифер (Boilot, Winterer, Mayer et al., 1987). Полный, но опробованный с большими пропусками разрез миоцена пробурен только скв.398 (рис.6). Миоценовые отложения здесь имеют мощность около 200 м и представлены в нижней части разреза



Рис. 5. Положение скважин глубоководного бурения, вскрывших миоценовые осадки в районе континентального склона Пиренейского полуострова Большим кружком показаны наиболее полные разрезы



Рис. 6. Стратиграфия мноценовых осадков, вскрытых скв. 398 на подводной горе Виго у Пиренейского полуострова Условные обозначения см. рис. 3

ритмичным чередованием серых, зеленовато-серых и голубовато-серых наннопланктонного писчего мела и мергелей со значительной примесью биогенного кремнистого материала (радиолярии, спикулы губок); присутствуют также маломощные песчаные и алевритовые прослои, местами с градационной слоистостью и следами биотурбации (Sibuet, Ryan et al., 1979). Верхняя половина разреза сложена преимущественно голубоватым, белым, серым и зеленовато-серым мергелистым наннопланктонным писчим мелом с подчиненными прослоями чистого писчего мела. Осадки по всему разрезу охарактеризованы планктонными фораминиферами и наннопланктоном. По данным С.Иаккарино и Дж.Салваторини (Iaccarino, Salvatorini, 1979), планктонные фораминиферы характеризуются низким таксономическим разнообразием и преобладанием относительно холодноводных и более устойчивых к растворению форм (главным образом представителей родов Globigerina, Globoquadrina, Catapsydrax). Более тепловодые и менее устойчивые виды родов Globorotalia, Globigerinoides и других, как правило, редки и имеют плохую сохранность.

Для расчленения миоценовых отложений использовалась тропическая-субтропическая зональная шкала, хотя, как отмечают эти авторы, ее применение здесь встречается с определенными трудностями.

В связи с эпизодическим отбором керна и его плохим выходом соотношение миоцена с подстилаюшими олигоценовыми осадками неизвестно. Базальные слои миоцена (керн 13) содержат обедненную ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую из Catapsydrax dissimilis, C. unicavus, Globigerina venezuelana, Globoquadrina praedehiscens и G. dehiscens. По предположению авторов, эти слои могут относится к низам миоцена – зоне Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri. Керны 10 и 11 характеризовались нулевым выходом. В осадках керна 9 преобладают Globigerina praebulloides, Globorotalia siakensis, Catapsydrax dissimilis, Globoquadrina praedehiscens, G. dehiscens, сопровождаемые редкими Cassigerinella chipolensis, Globorotalia aff. birnageae, G. obesa, G. acrostoma и единичными Globoquadrina altispira s. l., G. baroemoenensis, Globigerinoides quadrilobatus s. l. Этот комплекс указывает на принадлежность осадков зоне Catapsydrax dissimilis. Таким образом, интервал кернов 9-12 (мощность 47,5 м) отвечает зонам Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri, Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi (по шкале Г.Болли).

В интервале кернов 8 и 7 ассоциация фораминифер отмечена более разнообразным составом. Она представлена многочисленными Globoquadrina dehiscens, G. baroemoenensis, Globigerina bulloides, Globorotalia siakensis, G. praescitula и более редкими Globigerinoides quadrilobatus, G. subquadratus, G. bisphaericus, Globigerina venezuelana, G. druryi, G. falconensis, Globorotalia miozea miozea, G. peripheroronda, G. cf. archaeomenardii, G. obesa, Globigerinatella insueta, Praeorbulina transitoria, P. glomerosa curva, Hastigerina praesiphonifera, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Globoquadrina langhiana. Нижняя часть этого интервала (до обр. 398D-8-4, 133–135 см), где еще продолжают встречаться Catapsydrax dissimilis и С. unicavus, относится к зоне Catapsydrax stainforthi. Осадки большей части этого интервала, в которых присутствуют Globigerinoides bisphaericus, Praeorbulina glomerosa curva, P. transitoria, Globorotalia cf. archaeomenardii, коррелируются с терминальной зоной нижнего миоцена – зоной Praeorbulina glomerosa. Таким образом, внутри данного интервала фиксируется стратиграфический перерыв, соответствующий зоне Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus, a, возможно, также верхней и нижней частям, соответственно, подстилающей и перекрывающей зон.

Вышележащие осадки кернов 6 и 5 (мощность 28,5 м) содержат разнообразные, хотя и подверженные интенсивному растворению планктонные фораминиферы. Наиболее часты Globoquadrina dehiscens, G. altispira s. l., G. baroemoenensis, Globorotalia miozea, G. praemenardii, G. peripheroronda, G. continuosa, G. scitula, G. siakensis, Globigerina praebulloides, G. druryi, G. woodi woodi, G. falconensis, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Orbulina spp. В подчиненном количестве присутствуют Globigerina parabulloides, Globorotalia obesa, G. praescitula и Globigerinopsis aguasayensis.

В этом интервале впервые появляются Orbulina suturalis, O. universa, Biorbulina bilobata, Globorotalia praemenardii, G. scitula, G. partimlabiata, Sphaeroidinellopsis subdehiscens и Praeorbulina glomerosa circularis. Последний вид, а также Globorotalia praescitula исчезают в нижней части керна 6, a Globorotalia peripheroronda – в его верхней части. Состав фораминифер свидетельствует о среднемиоценовом возрасте отложений. Поскольку представители группы Globorotalia fohsi, эволюционная сменяемость которых маркирует границы большинства зон среднего миоцена в тропической-субтропической шкале, здесь не встречены, последние проводились с некоторой долей условности по появлению и исчезновению других видов или их совместной встречаемости. Совместное нахождение Praeorbulina glomerosa circularis и Orbulina spp. в основании керна 6 указывает, что в разрезе сохранились осадки самой верхней части базальной среднемиоценовой зоны Orbulina suturalis--Globorotalia peripheroronda. Таким образом, стратиграфический перерыв охватывает большую часть этой зоны. Ее граница с зоной Globorotalia peripheroacuta проведена по появлению Globorotalia praemenardii и исчезновению Praeorbulina glomerosa circularis и Globorotalia praescitula в нижней части керна 6. Верхняя граница зоны Globorotalia peripheroacuta условно проведена в кровле данного керна. Нижняя, большая часть керна 5 отнесена к зоне Globorotalia fohsi robusta, а верхняя – к зоне Sphaeroidinellopsis subdehiscens–Globigerina druryi. Граница между ними маркируется появлением Sphaeroidinellopsis subdehiscens. Зона Globorotalia fohsi lobata не была установлена из-за перерыва в опробовании (9,5 м) между кернами 5 и 6.

Следующий интервал разреза мощностью 19 м пробурен без отбора керна. Осадки керна 4 (мощность 9,5 м) содержат разнообразную ассоциацию фораминифер, в которой доминируют Globorotalia acostaensis, G. continuosa, G. cultrata s. l., G. scitula, Orbulina suturalis, O. universa, Globigerina bulloides, G. falconensis, Globoquadrina dehiscens, Globigerina bradyi, G. juvenilis, Globigerinita glutinata, Sphaeroidinellopsis subdehiscens. Реже встречаются Globigerina digitata praedigitata, Globigerinoides bollii, G. quadrilobatus, G. trilobus, Globorotalia aff. lenguaensis, G. merotumida, Globorotaloides falconarae и другие. На основании наличия Globorotalia merotumida и отсутствия G. plesiotumida осадки этого интервала отнесены к зоне Globorotalia acostaensis верхнего миоцена. Судя по обилию переходных форм Globorotalia continuosa/G. acostaensis и отсутствию среди глобигериноидесов вида Globigerinoides extremus, осадки скорее всего могут быть скоррелированы с нижней частью зоны Globorotalia acostaensis. Это подтверждается находками Globorotaloides falconarae, типичных экземпляров Globorotalia continuosa и форм, близких к G. lenguaensis. Последний вид характерен для этого стратиграфического уровня в Средиземноморе (Iaccarino, 1985) и района у северо-западного побережья Марокко (Salvatorini, Cita, 1979), где он заканчивает свое существование в середине зоны Globorotalia acostaensis.

Таким образом, в разрезе не установлены пограничные зоны среднего (Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis) и верхнего (Globorotalia continuosa) миоцена. Возможно, они отсутствуют в связи с пропуском в отборе керна, хотя полностью исключить наличие здесь стратиграфического перерыва нельзя. В районе Северо-Западной Африки в скв. 366 и 397 достоверно установленные перерывы приурочены именно к этому рубежу.

В осадках керна 3 (выше неопробованного интервала в 38 м) состав планктонных фораминифер не претерпевает существенных изменений. В связи с отсутствием руководящих видов тропической-субтропической шкалы, осадки этого интервала скоррелированы с нижней частью зоны Globorotalia plesiotumida на основе эволюционных изменений представителей рода Sphaeroidinellopsis. Как показали Дж.Салваторини и М.Чита (Salvatorini, Cita, 1979), в скв. 397 у Северо-Западной Африки виды этого рода (disjuncta, subdehiscens, seminulina seminulina, seminulina paenedehiscens) на протяжении среднего миоцена – раннего плиоцена последовательно сменяют друг друга в эволюционном развитии. Вид Sph. subdehiscens замешается видом Sph. seminulina seminulina в кровле зоны Globorotalia acostaensis-базальной части зоны Globorotalia plesiotumida. Последний сменяется выше видом Sph. seminulina paenedehiscens, который своим появлением маркирует кровлю зоны Globorotalia plesiotumida. Поскольку вид Sph. seminulina seminulina в нижней части керна 3 встречен вместе с Sph. subdehiscens, a Sph. seminulina paenedehiscens отсутствует, осадки условно коррелируются с нижней частью зоны Globorotalia plesiotumida.

Осадки керна 2, отделенного от керна 3 неопробованным интервалом 38 м, сопоставлены с зоной Sphaeroidinellopsis seminulina paenedehiscens (Salvatorini, Cita, 1979), которая, вероятно, отвечает терминальной зоне миоцена Globorotalia margaritae margaritae. В составе фораминифер преобладают Globorotalia margaritae, G. acostaensis, G. scitula, Globigerina nepenthes, G. bulloides, G. decoraperta, Orbulina spp., Globigerinoides extremus. Реже встречаются Sphaeroidinellopsis seminulina s. l., Globigerinoides obliquus, G. conglobatus, G. quadrilobatus s. l., Globigerina falconensis, G. digitata praedigitata, G. calida praecalida, Globoquadrina altispira s. l., Neogloboquadrina humerosa.

Как видим, расчленение миоценовых осадков в данном районе проведено на основе тропической-субтропической зональной шкалы. Вместе с тем, планктонные фораминиферы по своему таксономическому составу заметно отличаются от одновозрастных ассоциаций района Северо-Западной Африки, будучи относительно холодноводнее. Это проявляется в отсутствии многих тепловодных видов и даже целых групп видов (например, группы Globorotalia fohsi). Хотя стратиграфические подразделения в скв.398 скоррелированы с зональными единицами тропическойсубтропической шкалы, для проведения их границ нередко использовались другие виды-маркеры.

При сравнении миоценовых отложений подводной горы Виго и района Северо-Западной Африки обнаруживается, что при всех их различиях, обусловленных особенностями геологического развития каждого из них, они имеют и существенные общие черты. Прежде всего обращает на себя внимание обогащенность нижне-

миоценовых осадков биогенным кремнистым материалом и его отсутствие в более поздних осадках миоцена. Исключением является только скв. 369 у марокканского побережья Северо-Западной Африки, где в осадках среднего миоцена (главным образом в его верхней части) отмечено повышенное содержание радиолярий и диатомей (Diester-Haas, 1979). Это может свидетельствовать о сходстве гидрологических условий в раннем миоцене во всем обширном регионе, протягивавшемся вдоль атлантического побережья Северо-Западной Африки и Пиренейского п-ова, т.е. о существовании здесь интенсивного регионального апвеллинга. Сходство гидрологической эволюции этих двух районов проявляется также и в положении стратиграфических перерывов, отражающих периоды интенсификации придонных течений. Можно выделить два основных интервала, к которым приурочены такие перерывы, хотя в конкретных разрезах положение перерывов несколько различается. Первый период интенсификации придонных течений, вероятно, имел место в конце раннего – начале среднего миоцена. Отражением его являются перерывы, установленные на поднятии Сьерра-Леоне в скв.366 (зоны Praeorbulina glomerosa и Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda), у марокканского побережья Северо-Западной Африки в скв.369 (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus) и скв. 397 (зона Globorotalia peripheroacuta) и у Пиренейского п-ова в скв.398 (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus). Второй приурочен к рубежу среднего и позднего миоцена. Перерывы этого периода отмечены на поднятии Сьерра-Леоне (скв. 366, зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis и Globorotalia continuosa), у побережья Марокко (скв.397, зона Globorotalia continuosa) и у Пиренейского п-ова (скв.398, зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis и Globorotalia continuosa). Интенсификация придонных течений (и, возможно, апвеллинга) в эти периоды сопровождалась усилением процессов растворения карбоната кальция, на что указывает увеличение в осадках количества фрагментированных раковин планктонных фораминифер.

Бискайский залив

В районе Бискайского залива, расположенного в бореальной области, миоценовые осадки вскрыты тремя скважинами (см. рис.1; рис.7). Две из них, скв.118 и 119, пробурены в пределах



Рис. 7. Положение скважин, вскрывших миоценовые осадки в Бискайском заливе и в районе отрога Гобан Большим кружком показаны наиболее полные разрезы

глубоководной котловины у побережья Пиренейского полуострова (Laughton, Berggren et al., 1972) и одна (скв.400) на северном континентальном склоне Бискайской котловины (Montadert, Roberts et al., 1979). Кроме того, отложения миоцена вскрыты еще тремя скважинами (скв.548, 549, 550) на продолжении этого склона в районе отрога Гобан (Graciansky, Poag et al., 1985). Хотя последний район расположен уже за пределами Бискайского залива, он находится в той же широтной зоне и характеризуется сходными условиями осадконакопления.

В скважинах южной части Бискайской котловины (скв.118, глубина 4901 м; скв.119, глубина 4447 м) разрез миоцена мощностью, соответственно, около 300 и 140 м сложен турбидитами с прослоями глубоководных пелагических осадков (рис.8). Эпизодический отбор керна и плохая палеонтологическая характеристика осадков препятствуют детальному расчленению разрезов. Редкие планктонные фораминиферы, наннопланктон и радиолярии позволили установить присутствие в обоих разрезах осадков нижнего, среднего и верхнего миоцена, соотношения между

которыми неизвестны. Нижнемиоценовая ассоциация планктонных фораминифер включает единичные Catapsydrax cf. dissimilis, C. unicavus, Globorotalia semivera, G. siakensis, Globoquadrina dehiscens, G. baroemoenensis, Globigerinoides diminuta и G. trilobus. В среднем миоцене она несколько разнообразнее и содержит Globorotalia peripheroronda, G. siakensis, G. cf. praescitula, G. fohfi fohsi, G. miozea, Globoquadrina dehiscens, Praeorbulina glomerosa circularis, Sphaeroidinellopsis seminulina, Orbulina universa, Globigerinoides sp., Globigerina cf. druryi. В верхнемиоценовых осадках встречены Globigerina bulloides, G. praebulloides, G. atlantica, G. nepenthes, Globorotalia miozea, G. conoidea, Globigerinoides cf. trilobus, G. cf. canimarensis, Orbulina universa (Berggren, 1972).

Более полный и хорошо документированный разрез миоцена вскрыт скв.400, пробуренной на широте 47°22' с.ш. у подножия северного континентального склона на глубине 4399 м (см. рис.7, 8). Он имеет мощность около 250 м и сложен пелагическими осадками. В нижнемиоценовой части разреза – это чередующиеся светло-серый глинистый писчий мел и известковистые глины,



Рис. 8. Стратиграфия миоценовых осадков Бискайского залива Условные обозначения см. рис. 3

часто обогащенные остатками кремневых организмов (радиолярии, спикулы губок). В нижней части среднего миоцена осадки представлены известковистыми глинами без заметной примеси кремневого материала. Верхняя половина среднего миоцена и верхний миоцен сложены чистым светлосерым и зеленовато-серым наннопланктонным писчим мелом.

Осадки по всему разрезу характеризуются различными планктонными микроорганизмами. Наиболее широко развиты планктонные фораминиферы и наннопланктон, таксономическое разнообразие и численность которых заметно выше в верхней половине разреза. Степень их сохранности также возрастает вверх по разрезу. Соответственно, стратиграфическая разрешаемость карбонатного планктона также различна в разных интервалах разреза (Krasheninnikov, 1979; Mueller, 1979). Радиолярии встречаются в основном в нижнемиоценовой части разреза; выше они редки или единичны. Повсеместно радиолярии имеют плохую сохранность и не представляют стратиграфической ценности.

Планктонные фораминиферы характеризуются относительно высоким видовым разнообразием и тепловодным составом, что позволяет проводить расчленение отложений, за исключением пограничного нижне-среднемиоценового интервала, на основе тропической-субтропической шкалы. Взаимоотношение миоценовых осадков с олигоценовыми остается неясным в связи с отсутствием Globigerina ciperoensis, вида-индекса терминальной зоны олигоцена, и Globigerinoides primordius, появление которого маркирует основание миоцена. Эта граница условно проведена ниже слоев с ассоциацией планктонных фораминифер, состоящей из Globorotalia kugleri, G. nana, G. siakensis, Globigerina venezuelana, G. praebulloides, G. woodi, Catapsydrax stainforthi, C. unicavus, C. dissimilis, Globoquadrina aff. praedehiscens. Вмещающие осадки отнесены к зоне Globigerinoides primordius–Globorotalia kugleri. Мощность составляет около 28 м.

Выше выделяется зона Catapsydrax dissimilis, в осадках которой содержатся Globigerinoides trilobus. G. altiaperturus, Globoquadrina praedehiscens, G. altispira, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus, C. stainforthi, Globigerina juvenilis, G. bradyi, G. angustumbilicata, G. venezuelana, Globorotalia aff. peripheroronda. Мощность около 9 м.

Вышележащие осадки мощностью около 20 м содержат обедненный комплекс фораминифер, состоящий из Globorotalia peripheroronda, G. siakensis, Globoquadrina altispira, Globigerina druryi, G. juvenilis, Globigerinoides trilobus. Осадки могут быть скоррелированы с интервалом от зоны Catapsydrax stainforthi до зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda – нижний миоцен и базальная часть среднего миоцена. Учитывая относительно небольшую мощность осадков, соответствующих интервалу четырех зон, нельзя исключить полностью наличия внутри него стратиграфического перерыва.

Выше по разрезу фораминиферы становятся разнообразнее и лучшей сохранности, что позволяет проследить последовательность зон среднего и верхнего миоцена.

После неопробованного интервала 9,5 м, который, возможно, отвечает зоне Globorotalia peripheroacuta, вскрыты осадки зоны Globorotalia fohsi lobata. Последняя выделена по присутствию видаиндекса, Globorotalia fohsi fohsi, G. siakensis, G. scitula, G. continuosa, G. obesa, Orbulina suturalis, O. universa, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerinella siphonifera, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globigerina bollii, G. juvenilis, G. foliata, G. druryi, Globigerinoides trilobus, Globigerinita glutinata.

Зона Globorotalia fohsi robusta не установлена, скорее всего, из-за плохого выхода керна.

Выше по разрезу встречена ассоциация фораминифер, где доминирует Globorotalia siakensis, сопровождаемая более редкими G. continuosa, Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Globigerina juvenilis, G. druryi, Globigerinita glutinata, Globoquadrina dehiscens и Orbulina suturalis. Осадки отнесены к зоне Spheroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi.

Зона Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis, терминальная зона среднего миоцена, характеризуется близким составом фораминифер, отличаясь появлением Globigerina nepenthes и Globorotalia menardii, а также исчезновением Globigerina druryi.

Общая мощность среднемиоценовых осадков составляет около 66 м.

Выше согласно залегают осадки зоны Globorotalia continuosa, базальной зоны верхнего миоцена, нижняя граница которой проводится по исчезновению Globorotalia siakensis. Среди фораминифер заметно доминирует Globorotalia continuosa. Реже встречаются мелкие формы Globorotalia menardii, а также Globigerina nepenthes, G. bulloides, G. bollii, G. quinqueloba, Globigerinita glutinata, Orbulina universa, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Sphaeroidinellopsis subdehiscens и Sph. seminulina.

Зона Globorotalia acostaensis установлена по присутствию зонального вида, сопровождаемого Globorotalia lenguaensis, G. merotumida, G. scitula, Orbulina universa, Globigerina bulloides, G. nepenthes, G. quinqueloba, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens, Globigerinita glutinata, G. uvula, Globigerinoides trilobus, G. bollii.

Вышележащие осадки мощностью около 50 м характеризуются обедненной ассоциацией фораминифер смешанного состава, состоящей из Orbulina universa, Globigerina bulloides, G. nepenthes, G. quinqueloba, G. juvenilis, Globorotalia acostaensis, G. scitula, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens, Globigerinita glutinata, G. uvula, Globorotaloides hexagonus. Все они встречены в осадках предыдущей зоны, однако спорадические экземпляры Neogloboquadrina dutertrei в верхней части этой толщи свидетельствуют о присутствии зоны Globorotalia plesiotumida. По этой причине осадки с данной ассоциацией коррелирутся с нерасчлененным интервалом зон Globorotalia acostaensis и Globorotalia plesiotumida.

Разрез миюцена венчается зоной Globorotalia margaritae margaritae, в которой присутствуют Globorotalia margaritae margaritae, G. acostaensis, Neogloboquadrina dutertrei, Orbulina universa, Globigerina bulloides, Globigerinita glutinata, Globorotaloides hexagonus, Globigerinoides obliquus, Sphaeroidinellopsis seminulina. Мощность осадков верхнего миоцена 122 м. Суммарная мощность всего миоценового разреза составляет около 245 м.

Миоценовые отложения согласно перекрываются осадками плиоцена с разнообразными планктонными фораминиферами зоны Globorotalia margaritae evoluta.

Корреляция разрезов миоценовых осадков, вскрытых в северной (скв.400) и южной (скв.118, 119) частях рассматриваемого региона, показана на рис.8.

Из трех скважин, пробуренных в районе отрога Гобан, только одна (скв.548, глубина 1251 м) вскрыла относительно полный и палеонтологически достаточно хорошо охарактеризованный разрез миоцена (рис.9). В двух других скважинах (скв.549, глубина 2515 м; скв.550, глубина 4420 м) отложения миоцена мало пригодны для детальных стратиграфических исследований. Первая из них вскрыла только фрагменты верхнего (зоны



Рис. 9. Стратиграфия миоценовых осадков, пробуренных скв. 548 в районе отрога Гобан Условные обозначения см. рис. 3

Globorotalia acostaensis и Globorotalia plesiotumida) и нижнего (часть зоны Globigerinoides primordius– Globorotalia kugleri и интервал зон Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus/Praeorbulina glomerosa) миоцена, разделенные перерывами. Со стратиграфическим несогласием верхний миоцен перекрывается осадками плейстоцена; контакт с олигоценовыми отложениями согласный. Во второй, глубоководной, скважине планктонные фораминиферы миоцена из-за сильного растворения отличаются обедненным составом и плохой сохранностью.

Миоцен в скв.548 общей мощностью около 130 м представлен в нижней части светлым зеленовато-серым фораминиферово-наннопланктонным писчим мелом, вверх по разрезу последовательно сменяющимся однородным наннопланктонным писчим мелом и аналогичными по составу нелитифицированными илами. В кровле отмечаются прослои алевритовых турбидитов (Graciansky, Poag et al., 1985) и обогащенность осадков кремневыми организмами (диатомеи, спикулы губок). По всему разрезу осадки содержат обильные и разнообразные планктонные фораминиферы, которые позволяют провести их расчленение на зональной основе (Snyder, Waters, 1985).

В базальных слоях миоцена фораминиферы представлены Globigerina euapertura, G. venezuelana, G. tripartita, G. woodi, Globigerinoides primordius, Globigerinita glutinata, Globoquadrina dehiscens, Globorotalia siakensis, Globorotaloides suteri, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus. С.Снайдер и В.Уотерс (Snyder, Waters, 1985) коррелируют эти осадки с зоной Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri и проводят границу между олигоценом и миоценом по появлению в большом количестве экземпляров Globoquadrina dehiscens. На наш взгляд, она проходит приблизительно в 3 м ниже этого уровня и совпадает с появлением Globigerinoides primordius. В любом случае она имеет согласный характер.

Перекрывающие осадки, где состав фораминифер меняется незначительно, отнесены к зоне Catapsydrax dissimilis. Ее нижняя граница проведена по исчезновению Globigerinoides primordius и появлению Globoquadrina altispira globosa.

Следующий интервал разреза с Globigerina euapertura, G. woodi, Globigerinoides trilobus, Globigerinita glutinata, Globoquadrina altispira s. l., G. dehiscens, Globorotalia obesa, G. acrostoma, G. peripheroronda, G. scitula, G. siakensis, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus коррелируется с зоной Catapsydrax stainforthi на основании присутствия Globorotalia peripheroronda и Globigerinoides subquadratus. Появление их, по мнению упомянутых авторов, маркирует ее нижнюю границу, а верхняя граница совпадает с уровнем исчезновения Catapsydrax dissimilis и C. unicavus.

Интервал между последней находкой этих двух видов и появлением Praeorbulina glomerosa относится к зоне Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus. Ассоциация фораминифер практически не отличается от таковой из подстилающих отложений за исключением отсутствия в ней катапсидраксов.

Зона Praeorbulina glomerosa, венчающая нижний миоцен, установлена по присутствию зонального вида, сопровождаемого довольно многочисленными Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus и более редкими G. subquadratus, Globigerinita glutinata, Globoquadrina altispira s. l., G. dehiscens, Globorotalia peripheroronda. Общая мощность нижнемиоценовых отложений около 28 м.

Нижний миоцен согласно перекрывается осадками базальной среднемиоценовой зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda, нижняя граница которой фиксируется появлением видов рода Orbulina (suturalis, universa) и их совместной встречаемостью с Praeorbulina glomerosa.

Вышележащие осадки среднего миоцена характеризуются довольно однообразной ассоциацией фораминифер. В ней преобладают Globigerina woodi, Globigerinoides trilobus, Globigerinita glutinata, Globorotalia peripheroronda и G. siakensis. Значительно более редки Praeorbulina glomerosa, Orbulina suturalis, O. universa, Globigerinoides bisphaericus, Globoquadrina altispira s. l., G. dehiscens, Globorotalia obesa, G. fohsi fohsi. Состав фораминифер позволяет сопоставить осадки с нижней частью среднего миоцена (интервал зон Globorotalia peripheroacuta–Globorotalia fohsi robusta). Мощность среднемиоценовых осадков около 13 м.

Выше со стратиграфическим перерывом, отвечающим интервалу от зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi до зоны Globorotalia continuosa, залегают отложения верхнего миоцена. В них установлена последовательность всех зон:

Зона Globorotalia acostaensis c Globigerina bulloides, G. decoraperta, G. nepenthes, G. woodi, G. quinqueloba, Globigerinoides bulloideus, G. extremus, G. obliquus, G. trilobus (редко), Globigerinita glutinata, Globoquadrina dehiscens (единично), Globorotalia conoidea, G. continuosa, G. lenguaensis, G. menardii, G. miozea, G. scitula, G. acostaensis, Neogloboquadrina atlantica, Orbulina universa, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens. Зона Globorotalia plesiotumida, в которой близкая по составу ассоциация фораминифер отличается отсутствием Globorotalia lenguaensis, G. miozea, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens и появлением Neogloboquadrina pachyderma, N. humerosa. Граница зон Globorotalia аcostaensis и Globorotalia plesiotumida проведена по исчезновению Globorotalia lenguaensis. Вблизи границы происходит резкая смена левостороннего навивания раковин Globorotalia acostaensis на правостороннее.

Зона Globorotalia margaritae margaritae содержит Globigerina bulloides, G. decoraperta, G. quinqueloba, Neogloboquadrina atlantica, Globigerinita glutinata, Globorotalia juanai, G. margaritae, G. scitula, G. acostaensis, Orbulina universa. Изредка встречаются также Globigerina apertura, G. falconensis, G. nepenthes, Globigerinoides extremus, G. obliquus, G. ruber, Globorotaloides hexagona, Hastigerina siphonifera, Sphaeroidinellopsis paenedehiscens.

Мощность верхнемиоценовых отложений около 95 м. Выше по разрезу они согласно перекрываются осадками плиоцена.

Анализ таксономического состава планктонных фораминифер из миоценовых осадков Бискайского залива показывает, что, несмотря на более высокоширотное положение данного района (на 7-9°) по сравнению с континентальным склоном Пиренейского полуострова, планктонные фораминиферы в первом из них характеризуются заметно более тепловодным составом и лучшей сохранностью. Эта отличительная черта становится еще более разительной, если учесть, что скв.400 в Бискайском заливе пробурена на глубине 4399 м, т.е. почти на 500 м глубже, чем скв.398 у западного побережья Пиренейского п-ова. Расчеты показывают, что уже в палеоцене глубины в Бискайском заливе были близки современным (Montadert et al., 1979). Процессы избирательного растворения с увеличением глубины усиливаются, приводя к обеднению танатоценозов микрорганизмов с карбонатным скелетом за счет растворения в первую очередь раковин тепловодных видов. Поэтому можно с уверенностью предполагать, что исходный состав миоценовых фораминиферовых ассоциаций в Бискайском заливе был более тепловодным, чем в районе западного побережья Пиренейского п-ова.

Судя по составу фораминифер, их изменению в разрезе и характеру осадков, процессы апвеллинга, широко развитые в миоценовое время вдоль побережий Северо-Западной Африки и Пиренейского п-ова, имели место (по крайней мере, в

раннем миоцене) и в районе Бискайского залива. Об этом свидетельствует обогащенность нижнемиоценовых осадков в скв.119 и 400 биогенным кремнистым материалом, что указывает на увеличение продуктивности кремневого планктона в поверхностных водах в связи с подъемом глубинных вод. Вероятно, развитием процессов апвеллинга в раннем миоцене объясняется общая таксономическая обедненность планктонных фораминифер и почти полное отсутствие или слабое развитие их некоторых тепловодных групп, в частности, видов рода Globigerinoides, которые обычно являются доминирующим элементом раннемиоценовой фауны фораминифер во многих районах мира. Заслуживает внимания и тот факт, что в районе отрога Гобан нижнемиоценовые осадки практически лишены кремневых организмов. В заметном количестве они присутствуют здесь только в тортонской части верхнемиоценового интервала. Очевидно, раннемиоценовые процессы апвеллинга в данном районе были ослаблены или даже отсутствовали. Это предположение косвенно подтверждается стабильным присутствием в нижнемиоценовых осадках отрога Гобан видов рода Globigerinoides, которые в скв.400 встречаются лишь эпизодически.

В отличие от двух предыдущих районов, внутри толщи миоценовых осадков Бискайского залива (скв.118, 119, 400) не обнаруживается достоверных стратиграфических перерывов. Возможно, они не установлены здесь в связи с плохим выходом керна во многих интервалах разреза. Существование такого перерыва в скв.400 можно предполагать на границе нижнего и среднего миоцена внутри интервала мощностью около 9 м, осадки которого отвечают трем верхним зонам нижнего миоцена и базальной зоне среднего миоцена. Этот перерыв по времени может совпадать с периодом интенсификации придонных течений на рубеже раннего и среднего миоцена, который фиксируется по наличию достоверно установленного стратиграфического перерыва во многих скважинах у Северо-Западной Африки, а также в скв. 398 у западного побережья Пиренейского п-ова.

В районе отрога Гобан период наиболее интенсивной эрозии пришелся на средний миоцен, причем на разных глубинах ее масштабы различались. Так, если в самой глубоководной скв.550 (глубина 4420 м) на абиссальной равнине Поркупайн у подножия плато перерыв отвечает интервалу от зоны Globorotalia peripheroacuta до зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis, то в скв.549, пробуренной у верхней кромки плато на глубине 2515 м, он охватывает весь средний миоцен. Кроме того, в этой скважине наблюдается также перерыв внутри нижнего миоцена (зоны Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi) и на рубеже миоцена и плиоцена. Однако в скв.548 на вершине отрога Гобан (глубина 1251 м) эрозией уничтожены осадки только двух верхних зон среднего миоцена (Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi и Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis). Таким образом, процессы эрозии наиболее интенсивно проявились в верхней части склона плато, что обусловлено, вероятно, активной придонной циркуляцией и гравитационной неустойчивостью осадков вблизи кромки плато.

Восточный склон Срединно-Атлантического хребта

В этом районе миоценовые осадки вскрыты тремя скважинами, пробуренными в пределах бореальной области (скв.608, 42°50' с.ш., глубина 3526 м; скв.609, 49°53' с.ш., глубина 3884 м; скв.611, 52°50' с.ш., глубина 3195 м) (см. рис.1; рис.10). В отличие от предыдущих районов, расположенных вдоль континентального склона Африки и Европы и находившихся под влиянием процессов апвеллинга и прибрежных течений, данный район занимает центральную часть Северной Атлантики, удаленную от континентов и характеризующуюся нормальными океаническими условиями. Это позволяет предполагать, что распределение обитавших здесь планктонных микроорганизмов в большей степени, нежели в прибрежных районах, отражало климатическую зональность.

Наиболее полный разрез миоцена пройден скв.608. В двух других скважинах бурение было остановлено в верхнемиоценовых осадках.

Скв.608 пробурена на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта и в широтном отношении занимает промежуточное положение между скв.398 у западного побережья Пиренейского п-ова и скв.400 в Бискайском заливе. Миоценовые отложения имеют мощность около 270 м и представлены монотонным фораминиферовонаннопланктонным писчим мелом, который вверх по разрезу постепенно переходит в аналогичный по составу слабо уплотненный нелитифицированный ил (рис.11). Осадки нижней части разреза несколько обогащены глинистым материалом. В базальной части разреза присутствуют два горизонта синседиментационных конгломератов мощностью, соответственно, 20 и 70 см, состоящих из окатанных и полуокатанных обломков мерге-



Рис. 10. Положение скважин, вскрывших миоценовые осадки на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта Большим кружком показаны наиболее полные разрезы

листого писчего мела с примесью вулканического пепла.

В разрезе установлены осадки нижнего, среднего и верхнего миоцена. По всему разрезу присутствуют карбонатные планктонные микроорганизмы. Кремневых микроорганизмов практически нет, за исключением пограничных нижне-среднемиоценовых слоев, где встречены относительно разнообразные и удовлетворительной сохранности диатомеи и радиолярии. Обедненная ассоциация диатомей отмечена также в верхнемиоценовых (тортонских) осадках.

Планктонные фораминиферы характеризуются обедненным и относительно холодноводным составом, что в значительной мере затрудняет применение не только тропической-субтропической зональной шкалы, но и шкалы для умеренных широт (Kennett, Srinivasan, 1983).

В основании миоценового разреза залегают осадки мощностью около 12 м (керны 38-40), в

которых обычны Globorotalia nana, G. praescitula, G. incognita, Globigerina venezuelana, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, G. baroemoenensis, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus, Globigerinoides immaturus, G. trilobus, сопровождаемые более редкими Globorotalia archaeomenardii, G. bella, G. siakensis и Globigerinoides subquadratus. На основании этой ассоциации осадки коррелируются с интервалом зон Globigerinoides primordius– Globorotalia kugleri, Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi тропической–субтропической шкалы или с интервалом зон Globoquadrina dehiscens–Catapsydrax dissimilis в умеренно-тепловодной шкале.

Выше следует 9-метровая пачка (керны 37–38) с аналогичным комплексом фораминифер, но лишенным вида Catapsydrax dissimilis. Отложения условно сопоставляются с зоной Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus шкалы Г. Болли или зоной Globorotalia miozea шкалы Дж. Кеннетта и



Рис. 11. Стратиграфия миоценовых осадков, вскрытых скв. 608 на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта Условные обозначения см. рис. 3

М. Сринивасана. Нижняя и верхняя границы зоны проводятся, соответственно, по исчезновению Catapsydrax dissimilis и по появлению в перекрывающих отложениях Praeorbulina glomerosa.

Зона Praeorbulina glomerosa является общей для тропической-субтропической и умеренно-тепловодной зональных шкал и завершает разрез нижнего миоцена. Кроме вида-индекса здесь встречены довольно многочисленные Catapsydrax unicavus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globigerina venezuelana, Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus, Globorotalia praescitula, G. archaeomenardii, G. acrostoma и более редкие Praeorbulina transitoria, Globorotalia siakensis, G. continuosa, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerina druryi, G. brazieri, Globigerinoides altiapertura, Globigerinita glutinata. Мощность около 28,5 м (керны 33–36).

Ассоциация фораминифер среднего миоцена (керны 28-32) характеризуется заметно более холодноводным составом по сравнению с таковой раннего миоцена, что затрудняет расчленение осадков этого интервала. Граница нижнего и среднего миоцена проводится уверенно по появлению в разрезе (основание керна 32) Orbulina suturalis. Комплекс фораминифер включает многочисленные Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia siakensis, G. continuosa, G. praemenardii, G. acrostoma, Globigerina praebulloides и редкие Globigerinoides trilobus, G. quadrilobatus, Globoquadrina baroemoenensis, Orbulina universa, Biorbulina bilobata, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerinita glutinata. В верхней части интервала появляются Globigerina nepenthes, Globorotalia conoidea, G. scitula, G. menardii. Средний миоцен присутствует, скорее всего, в полном объеме, однако провести его зональное расчленение не представляется возможным из-за отсутствия зональных видов. Верхняя граница среднего миоцена проводится по исчезновению Globorotalia siakensis. Общая мощность составляет около 50 м.

Позднемиоценовая ассоциация фораминифер (керны 19-27) представлена многочисленными Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globigerina nepenthes, G. woodi, G. praebulloides, Globorotalia continuosa, G. menardii, G. plesiotumida, G. conomiozea, G. miozea conoidea. Реже встречаются Globigerinoides trilobus, Sphaeroidinellopsis seminulina, Orbulina universa, Globorotalia acostaensis, G. scitula, G. obesa, Globigerinita glutinata. Единичны Orbulina suturalis, Biorbulina bilobata, Neogloboquadrina humerosa, Globigerinoides obliquus. В составе верхнего миоцена выделяется интервал зон Globorotalia continuosa-Globigerina nepenthes и зона Globorotalia conomiozea умеренно-тепловодной шкалы. Граница между ними проводится по появлению G. conomiozea в нижней части керна 22. Мощность верхнего миоцена около 60 м. Выше согласно располагаются отложения нижнего плиоцена (основание керна 18) с Globorotalia puncticulata.

Как видно из характеристики планктонных фораминифер миоценовых осадков центральной части Северо-Восточной Атлантики, их ассоциация имеет холодноводный облик. Это проявляется в относительно невысоком общем видовом разнообразии, полном отсутствии многих видов и их групп, которые служат основой зональной стратиграфии миоцена в тропической–субтропической области, и доминировании в ассоциациях космополитных видов и родов. Применение тропической–субтропической зональной шкалы для расчленения миоценовых осадков в данном районе оказывается невозможным. По своему таксономическому составу планктонные фораминиферы близки одновозрастным комплексам Новозеландского региона, занимавшего в миоценовое время приблизительно одинаковое широтное положение в Южном полушарии, хотя они имеют заметно более высокое разнообразие в сравнении с последними.

Холодноводность состава планктонных фораминифер центральной части Северо-Восточной Атлантики связана не только с относительно высокоширотным положением этого района, но, вероятно, обусловлена и другими причинами. К этому выводу приводит сравнение таксономического состава миоценовых фораминифер данного района с их одновозрастными ассоциациями в районе Бискайского залива, располагающегося в той же широтной зоне. В последнем районе они имеют более теплодноводный облик. В отличие от центральной части Северо-Восточной Атлантики здесь присутствуют, хотя и в единичных экземплярах, представители такой тепловодной группы, как Globorotalia fohsi, что позволяет выделять в среднемиоценовом интервале зональные подразделения тропической-субтропической шкалы.

Одной из причин холодноводности планктонных фораминифер в рассматриваемом районе могло быть влияние процессов растворения в танатоценозах раковин фораминифер, прежде всего тепловодных видов, агрессивными придонными водами. Степень сохранности миоценовых планктонных фораминифер в центральном районе Северо-Восточной Атлантики существенно ниже, чем в Бискайском заливе. Поэтому влияние указанного фактора на состав их танатоценозов здесь было более сильным, особенно если учесть, что осадконакопление в Бискайском заливе происходило на больших глубинах.

Обращает на себя внимание диахронность накопления в миоценовое время биогенного кремнезема в центральной части Северо-Восточной Атлантики и в районах вблизи европейского и африканского побережий. Если в последних биогенные кремнистые остатки (преимущественно диатомеи) приурочены главным образом к нижнемиоценовому интервалу, то в осадках нижнего миоцена центральной части океана они полностью отсутствуют. Заметные концентрации диатомеи здесь образуют только в осадках нижней половины среднего миоцена. Такое различие в распределении биогенного кремнезема в прибрежных и открытых районах океана свидетельствует о различиях в гидрологическом режиме, господствовавшем в них в миоценовое время. У побережий он во многом определялся развитием регионального апвеллинга, а в открытых частях океана – общей системой циркуляции водных масс в Северной Атлантике.

Другой отличительной чертой миоценового разреза центральной части Северо-Восточной Атлантики является его непрерывность, что также свидетельствует о своеобразии условий накопления и захоронения осадков. Постоянно высокая продуктивность карбонатного планктона в поверхностных водах в сочетании с относительно низкой гидродинамической активностью в придонном слое обеспечивали непрерывное осадконакопление. На слабую интенсивность придонной циркуляции в данном районе, в частности, в раннем миоцене, указывает резкое доминирование (до 90%) среди бентосных фораминифер в нижнемиоценовых осадках скв.608 представителей рода Bolivina (Thomas, 1987). Ассоциации бентосных фораминифер с преобладанием видов этого рода характерны для осадков с высоким содержанием органического вещества. Они формируются в условиях дефицита кислорода в придонном слое в результате либо высокой продуктивности поверхностных вод, как в современных зонах апвеллинга (Phleger, 1964; Frerichs, 1970; Хусид, 1977; Басов, 1978), либо очень вялой придонной циркуляции, как в Средиземном море во время накопления сапропелей (Cita, Podenzani, 1980; Mullineaux, Lohman, 1981). По мнению Е. Томас (Thomas, 1987), в данном районе преобладание Bolivina в раннем миоцене было обусловлено замедленной придонной циркуляцией, которая усилилась здесь к началу среднего миоцена в связи с погружением в это время Фарерско-Исландского порога и притоком североатлантической глубинной воды (Ruddiman et al., 1987).

Плато Роколл

Плато Роколл занимает самое северное положение из всех изученных нами в Северной Атлантике районов, располагаясь в субарктической области.

Данный район находится в зоне влияния сложной системы интенсивных придонных течений, которые формируются за счет смешения глубинных вод, поступающих в Северную Атлантику из Норвежско-Гренландского бассейна и Лабрадорского моря (Dickson, Kidd, 1987). Миоценовые осадки пройдены десятью скважинами (116, 403–406, 552–555, 610), пробуренными



Рис. 12. Положение скважин глубоководного бурения, вскрывших миоценовые осадки в районе плато Роколл Большим кружком показаны наиболее полные разрезы

в пределах 53-56° с.ш. и в интервале глубин 1151-4399 м (см. рис.1; рис.12). Ни одна из них не вскрыла полного разреза миоцена (рис.13). Анализ материалов по всем пробуренным скважинам показывает, что здесь присутствуют осадки трех подотделов миоцена. Литологически они представлены светло-серым и голубовато-серым фораминиферово-наннопланктонным писчим мелом, который вверх по разрезу постепенно переходит в аналогичный по составу слабо уплотненный ил. Исключением является нижнемиоценовый интервал в скв.406, который сложен чередованием зеленоватых и желтоватых известковистых диатомитов и писчего мела, обогащенного кремнистыми микроорганизмами (Montadert, Roberts et al., 1979).

Карбонатные планктонные организмы (планктонные фораминиферы и наннопланктон) встречены практически во всех изученных образцах, однако их таксономическое разнообразие, обилие и сохранность испытывают значительные колебания по разрезу, определяя тем самым разную детальность расчленения осадков.

Как показало изучение планктонных фораминифер из миоценовых осадков (Krasheninnikov, 1979), они характеризуются здесь относительно холодноводным составом и отсутствием многих низкоширотных видов, которые играют роль маркеров при проведении границ зональных подразделений в тропической-субтропической шкале. Тем не менее, по смене их комплексов отдельные интервалы разреза могут быть скоррелированы с зональными единицами этой шкалы.

Наиболее полон разрез миоцена в скв.406, пробуренной в 48 рейсе "Гломар Челленджер". Суммарная мощность миоценовых осадков составляет здесь около 320 м. Граница с олигоценовыми отложениями, вероятно, имеет согласный характер и проходит внутри пачки мощностью 56 м, сложенной переслаивающимися диатомитами и



Рис. 13. Корреляция основных разрезов миоцена, пробуренных в районе плато Роколл Условные обозначения см. рис. 3

писчим мелом с обильными остатками кремнистых организмов (диатомеи и в меньшей мере радиолярии и спикулы губок). Отложения содержат обедненную ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую из редких Globigerina venezuelana, G. praebulloides, G. tripartita, Catapsydrax stainforthi praestainforthi, C. dissimilis, C. unicavus, Globoquadrina praedehiscens и Globorotalia siakensis. Отложения датированы поздним олигоценом – ранним миоценом.

Залегающие выше осадки мощностью около 35 м характеризуются разнообразными планктонными фораминиферами хорошей сохранности: Praeorbulina glomerosa, P. transitoria, Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, G. subquadratus, Globorotalia siakensis, G. peripheroronda, G. praescitula, G. minima, G. minutissima, G. obesa, Globigerina bollii, G. foliata, G. falconensis, G. juvenilis, G. bulbosa, Globigerinita naparimaensis, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Sphaeroidinellopsis seminulina. В верхней части интервала присутствуют все разновидности вида Praeorbulina glomerosa (glomerosa, curva, circularis). На основании данной ассоциации отложения уверенно сопоставляются с зоной Praeorbulina glomerosa нижнего миоцена.

Базальные слои среднего миоцена содержат фораминиферы зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda, в составе которой кроме зональных видов присутствуют также Globorotalia siakensis, G. praescitula, G. miozea, Biorbulina bilobata, Praeorbulina glomerosa glomerosa, P. glomerosa circularis, P. transitoria, Globoquadrina dehiscens, Globigerina juvenilis, G. bollii, G. foliata, G. falconensis, Globigerinoides trilobus, Sphaeroidinellopsis seminulina. Вскрытая мощность осадков этой зоны составляет около 2 м.

Комплекс планктонных фораминифер в пограничном нижне-среднемиоценовом интервале не дает оснований предполагать наличие стратиграфического перерыва. Однако, по мнению Дж.Балдофа (Baldauf, 1987), проводившего ревизию диатомей из этого разреза, их состав свидетельствует о кратковременном, но отчетливом перерыве на границе нижнего и среднего миоцена, соответствующем части зоны Cestodiscus peplum и вышележащей зоны Coscinodiscus lewisianus среднего миоцена.

В вышележащих осадках мощностью около 30-40 м ассоциация фораминифер состоит из Globorotalia praemenardii, G. siakensis, G. peripheroronda, G. miozea, G. obesa, G. scitula scitula, G. scitula gigantea, Globigerina juvenilis, G. foliata, G. praebulloides, Globigerinoides trilobus, G. subquadratus, Orbulina suturalis, Globoquadrina dehiscens и Sphaeroidinellopsis seminulina. В верхней части этой толщи присутствуют также Orbulina universa и редкие экземпляры Globorotalia aff. fohsi. Такой состав микрофауны свидетельствует о среднемиоценовом возрасте осадков. Нижние слои по исчезновению Praeorbulina glomerosa и Globorotalia praescitula, присутствию G. peripheroronda и появлению G. praemenardii могут быть отнесены к зоне Globorotalia peripheroacuta. Отсутствие видов группы Globorotalia fohsi делает невозможным зональное расчленение остальной части этого интервала. Судя по исчезновению в верхних слоях вида G. praemenardii, они принадлежат к зоне Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi. Таким образом, рассматриваемая толща отложений соответствует интервалу

от зоны Globorotalia peripheroacuta до зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi тропической-субтропической шкалы.

Непосредственно выше залегают осадки верхнего миоцена, что свидетельствует о наличии в разрезе стратиграфического перерыва, соответствующего терминальной зоне среднего миоцена (зона Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis) и большей части базальной зоны верхнего миоцена (зона Globorotalia continuosa).

В составе верхнемиоценовых осадков мощностью около 300 м идентифицируется последовательность всех зон за исключением зоны Globorotalia continuosa. Возможно, эта зона представлена своей верхней частью, к которой условно отнесены базальные слои данной толщи с ассоциацией фораминифер, состоящей из вида-индекса, Globorotalia miozea miozea, G. scitula, Globigerina bulloides, Orbulina universa, O. suturalis, и редких Globorotalia siakensis. Принадлежность этих слоев к зоне Globorotalia continuosa косвенно подтверждается отсутствием в них Globorotalia acostaensis и G. merotumida, которые являются характерными видами вышележащей зоны. В связи с эпизодическим отбором керна мощности осадков зон и характер границ между ними неизвестны, но, судя по значительной общей мощности верхнего миоцена, его разрез непрерывный.

Зона Globorotalia acostaensis установлена по присутствию часто встречающихся Globorotalia acostaensis, G. globorotaloidea, G. scitula, G. miozea, G. cibaoensis, Globigerina bulloides, G. concinna, G. juvenilis, G. quinqueloba, G. nepenthes, G. microstoma, G. decoraperta, Orbulina universa, Globigerinita glutinata, G. uvula и редких Globorotalia merotumida, G. lenguaensis, Globoquadrina altispira, Globigerinoides trilobus, G. obliquus, Globigerina apertura, Sphaeroidinellopsis seminulina и Sph. subdehiscens.

Зона Globorotalia plesiotumida характеризуется присутствием вида-индекса и часто встречающихся Globorotalia miozea conoidea, G. conomiozea и G. pseudomiocenica. Комплекс фораминифер включает также Globorotalia acostaensis, G. globorotaloidea, G. scitula, Neogloboquadrina aff. humerosa, Globigerina bulloides, G. quinqueloba, G. microstoma, G. nepenthes, G. atlantica, G. decoraperta, Orbulina universa, Globigerinita glutinata и Sphaeroidinellopsis seminulina.

Зона Globorotalia margaritae margaritae установлена по присутствию многочисленных экземпляров вида-индекса, Globorotalia acostaensis, G. globorotaloidea, Globigerina bulloides, G. quinqueloba, сопровождаемых редкими Globigerinita glutinata, G. uvula, Orbulina universa, Globorotalia scitula, Neogloboquadrina humerosa, Globigerina microstoma и G. concinna. Осадки зоны Globorotalia margaritae margaritae венчают разрез миоцена. Выше, после интервала без отбора керна мощностью около 50 м располагаются осадки базальной зоны плиоцена – зоны Globorotalia margaritae evoluta. Граница миоцена и плиоцена в данном разрезе не наблюдалась, но скорее всего она имеет согласный характер.

Три другие скважины, пробуренные в данном рейсе в районе плато Роколл (403–405), вскрыли только верхнемиоценовые осадки (см. рис.13). В наиболее полном разрезе скв.403 они несогласно перекрывают отложения олигоцена и включают непрерывную последовательность верхнемиоценовых зон за исключением базальной зоны Globorotalia continuosa. Состав планктонных фораминифер и их распространение аналогичны таковым в разрезе верхнего миоцена в скв.406. Осадки миоцена общей мощностью 114 м согласно перекрыты отложениями плиоцена.

Аналогичное строение, вероятно, имеет верхний миоцен в скв.404, где он начинается осадками зоны Globorotalia acostaensis, несогласно залегающими на окремненных известняках и порцелланитах нижнего эоцена. Выше, после интервала без отбора керна (более 60 м), вскрыты осадки с разнообразными фораминиферами зоны Globorotalia plesiotumida. Осадки терминальной зоны миоцена – Globorotalia margaritae margaritae, и отложения плиоцена не наблюдались в связи с эпизодическим отбором керна. Вероятно, они присутствуют внутри неопробованного интервала мощностью около 75 м.

Скв.405 вскрыла небольшой фрагмент миоцена, который на основании Globorotalia margaritae margaritae, G. acostaensis, G. scitula, G. globorotaloidea, Globigerina bulloides, G. concinna, G. quinqueloba, Orbulina universa, Sphaeroidinellopsis seminulina и Globigerinita glutinata сопоставляется с зоной Globorotalia margaritae margaritae. Осадки этой зоны с крупными стратиграфическими несогласиями подстилаются и перекрываются, соответственно, среднезоценовыми и четвертичными отложениями.

Фрагментарные разрезы миоцена пробурены также скв.116 (рейс 12) и 552–555 (рейс 81), где обедненные ассоциации планктонных фораминифер плохой сохранности позволяют выделять интервалы, которые лишь условно коррелируются с определенными интервалами в зональной шкале.

Относительно полный разрез миоценовых осадков вскрыт скв.610, которая пробурена на

глубине 2445 м у юго-западного окончания плато Роколл (53°13' с.ш.) в пределах так называемого дрифта Фени – осадочного тела, сформированного придонным течением из Норвежского моря.

Миоцен мощностью около 460 м представлен осадками всех подотделов и сложен монотонным белым, светло-серым и зеленоватым наннопланктонным писчим мелом, в нижней части с незначительной примесью глинистого материала. Осадки по всему разрезу содержат планктонные фораминиферы и наннопланктон. Их ассоциации характеризуются обедненным составом и, как правило, плохой сохранностью; лишь в отдельных образцах отмечается относительное увеличение видового разнообразия и степени сохранности раковин.

Контакт миоценовых и более древних отложений не вскрыт, так как бурение было остановлено в нижнемиоценовом интервале. В нижней части разреза (керны 21-27) присутствует ассоциация фораминифер, в которой доминируют Catapsydrax dissimilis, Globigerinoides trilobus, G. immaturus, Globoguadrina dehiscens, Globorotalia obesa. Обычны Globigerina venezuelana, G. praebulloides, а в верхних двух кернах также Globigerinoides quadrilobatus, Globorotalia praescitula. В единичных экземплярах эпизодически встречаются Globorotalia nana, G. acrostoma, G. bella, G. incognita, Globoquadrina baroemoenensis, Catapsydrax unicavus, Globigerina woodi. В самой верхней части (керны 21-22) к ним добавляются Globorotalia aff. birnageae, G. miozea, Globigerinoides altiaperturus. Состав фораминифер позволяет коррелировать осадки с интервалом от зоны Globigerinoides primordius--Globorotalia kugleri до зоны Catapsydrax stainforthi нижнего миоцена. Мощность около 65 м.

Выше располагаются осадки (керны 17-20), в которых обычны Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides trilobus, Globorotalia praescitula, G. miozea, сопровождаемые редкими и единичными Globoquadrina altispira, G. baroemoenensis, Globigerina woodi, G. druryi, Globigerinoides immaturus, G. quadrilobatus, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Sph. seminulina. Присутствие в осадках относительно многочисленных экземпляров Globorotalia miozea и появление Sphaeroidinellopsis seminulina указывает на их принадлежность зоне Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus. Ее нижняя граница проведена по исчезновению Catapsydrax dissimilis в кровле керна 21. Верхняя граница зоны проходит в нижней части керна 17 непосредственно ниже первой находки Praeorbulina glomerosa. Мощность около 100 м.

В осадках зоны Praeorbulina glomerosa (керн 17) кроме единичных экземпляров вида-индекса постоянно присутствуют Globigerina praebulloides, Globoquadrina dehiscens, Globorotalia praescitula; реже встречаются Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus, G. immaturus, Globorotalia obesa, Globigerina woodi, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Sph. seminulina, Globoquadrina eamesi. Вскрытая мощность 6-7 м. Положение в разрезе ее верхней границы (т.е. границы нижнемиоценовых отложений) неизвестно, так как выше следует неопробованный интервал около 35 м. Таким образом, суммарная мощность нижнемиоценовых осадков превышает 200 м.

Осадки керна 16 содержат типично среднемиоценовые виды фораминифер. Наиболее часто встречаются Globoquadrina dehiscens, G. eamesi, Globorotalia continuosa, G. acrostoma, G. praescitula, G. praemenardii, Orbulina suturalis. В качестве редких и единичных особей присутствуют Globoquadrina altispira, Globorotalia bella, G. semivera, G. aff. siakensis, G. panda, Globigerina woodi, G. bulloides, Globigerinoides immaturus, Sphaeroidinellopsis seminulina, Orbulina universa, Biorbulina bilobata. Осадки отвечают нижней части среднего миоцена (скорее всего, зоне Orbulina suturalis умеренно-широтной зональной шкалы). В заметном количестве встречаются раковины Praeorbulina glomerosa glomerosa, что свидетельствует о процессах эрозии и переотложения.

В осадках кернов 14 и 15, разделенных интервалом в 35 м и выше аналогичного неопробованного интервала в 35 м, содержится обедненный в количественном отношении комплекс фораминифер, состоящий из Globigerina praebulloides, G. bulloides, G. falconensis, G. nepenthes, Globoquadrina dehiscens, Globorotalia continuosa, G. obesa, G. acrostoma, G. menardii, G. merotumida, G. plesiotumida, G. scitula, G. pseudoobesa, G. conoidea, Sphaeroidinellopsis disjuncta, Sph. seminulina, Neogloboquadrina atlantica, N. eggeri, N. pachyderma, Orbulina universa, Biorbulina bilobata, Globigerinoides obliquus. Возраст осадков датируется поздним миоценом. В связи с эпизодическим отбором керна соотношение средне-, верхнемиоценовых и плиоценовых отложений неизвестно.

Таким образом, обедненность таксономического состава и плохая сохранность планктонных фораминифер в данном разрезе, а также эпизодический отбор керна не позволяют провести надежное расчленение миоценовых отложений. Только в нижнем миоцене со значительной долей условности выделяются зона Catapsydrax stainforthi, а также зона Globigerinatella insuetaGlobigerinoides trilobus и зона Praeorbulina glomerosa с неопределенными границами.

На основании анализа таксономического состава планктонных фораминифер и их стратиграфического распространения в сводном разрезе миоценовых отложений района плато Роколл установлены следующие подразделения, которые могут быть скоррелированы с зонами или интервалами зон тропической-субтропической шкалы:

Нижний миоцен, в составе которого выделены нерасчлененный интервал от зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri до зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus и зона Praeorbulina glomerosa;

Средний миоцен, в котором определены базальная зона Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda и интервал от зоны Globorotalia peripheroacuta до зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi;

Верхний миоцен с зонами Globorotalia continuosa (возможно, самая верхняя часть), Globorotalia acostaensis, Globorotalia plesiotumida и Globorotalia margaritae margaritae.

Анализ планктонных фораминифер плато Роколл показывает, что они характеризуются максимально холодноводным составом в сравнении со всеми изученными районами. Это проявляется прежде всего в отсутствии многих тепловодных элементов, например, некоторых видов рода Praeorbulina, группы Globorotalia fohsi и других. Преобладающее развитие в районе плато Роколл получают представители пяти основных групп:

1. Группа Globorotalia (Turborotalia), включающая виды с округлым, лишенным киля периферическим краем (G. siakensis, G. peripheroronda, G. obesa, G. continuosa, G. acostaensis, G. globorotaloidea), которые нередко образуют массовые скопления (например, G. siakensis в среднем миоцене, G. globorotaloidea и G. acostaensis в верхнем миоцене);

2. Группа представителей рода Globigerina (G. juvenilis, G. falconensis, G. foliata, G. bulloides, G. concinna, G. quinqueloba, G. megastoma);

3. Группа видов рода Globorotalia, которые широко распространены в верхнемиоценовых осадках и представляют собой преобладающий элемент фораминиферовых ассоциаций высокоширотных областей океана, как, например, в новозеландском регионе (G. miozea miozea, G. miozea conoidea, G. conomiozea);

 Группа космополитных видов, которые с одинаковой частотой встречаются в тропической, субтропической и умеренно-бореальной широтных зонах (Globorotalia cibaoensis, G. pseudomiocenica, G. margaritae margaritae);

5. Группа видов, которые. постоянно встречаясь в осадках, играют подчиненную роль в комплексах фораминифер. Она включает Globoquadrina altispira, G. dehiscens, Globigerina nepenthes, Globigerinoides trilobus, G. subquadratus, G. bollii, G. bisphaericus, Globorotalia merotumida, G. plesiotumida, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens, Praeorbulina glomerosa, P. transitoria, Orbulina suturalis, O. universa. Хотя эти виды встречаются относительно редко, многие из них играют важную роль в качестве видов-индексов, маркируя своим появлением или исчезновением границы стратиграфических подразделений.

По составу и строению разрезы миоцена плато Роколл сходны с разрезами, вскрытыми вдоль европейского и африканского побережий. Это проявляется в обогащенности нижнемиоценовых осадков остатками кремневых организмов (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты, спикулы губок). В скв.406 их концентрации в нижнем миоцене (особенно в его нижней части) настолько велики, что осадки переходят в известковистые диатомиты. Сходство также выражено в широком развитии здесь эрозионных процессов, что характерно для многих районов восточного побережья Атлантики. В большинстве скважин в районе плато Роколл точная датировка эрозионных событий затруднена из-за большой продолжительности перерывов. Так, в скв.403, 404 и 405 перерыв между палеогеном и неогеном охватывает различные интервалы эоцена и олигоцена, весь нижний и средний миоцен и иногда даже часть верхнего миоцена (см. рис.13). В относительно полном разрезе скв.406 достоверно устанавливаются два эрозионных события. Первое из них приурочено к рубежу раннего и среднего миоцена (Baldauf, 1987), второе - к границе среднего и позднего миоцена. Таким образом, они синхронны периодам эрозии, установленным по многим скважинам вдоль африканского и европейского побережий.

НАННОПЛАНКТОН

Континентальный склон Северо-Западной Африки и прилегающие впадины

Наннопланктон из осадков миоцена этого района изучен различными исследователями в скв.366, 368, 369, 370 и 397 в 41 и 47 рейсах "Гломар Челленджер" (Bukry, 1977; Cepek, Wind, 1979) (см. рис.1). Наиболее полный разрез вскрыт скв.397, где выделены почти все зоны схемы Э.Мартини, за исключением зоны Catinaster coalitus и нижней части зоны Discoaster hamatus. Полные списки видов даны лишь для отдельных биостратиграфических подразделений, в связи с чем характеристики комплексов приводятся нами в обобщенном виде.

Зона Triquetrorhabdulus carinatus установлена в скв.397, а ее аналог – зона Discoaster deflandrei, в скв.366 и 369А. Однако списки видов не приведены.

Зона Discoaster druggii вскрыта скв.397, 366A и 368. Основные виды зоны – Helicosphaera carteri, Discoaster druggii и Triquetrorhabdulus carinatus.

Зона Sphenolithus belemnos присутствует в скв.366А, 370 и 397. Ведущими видами являются Helicosphaera ampliaperta, Sphenolithus heteromorphus и Discoaster druggii.

Зона Helicosphaera ampliaperta установлена почти во всех скважинах: 366A, 367, 368, 369A и 397. Наиболее важные виды: Helicosphaera ampliaperta, H. carteri, Sphenolithus heteromorphus.

Зона Sphenolithus heteromorphus нижнегосреднего миоцена определена в скв.366, 367, 368, 369 и 397. Список видов включает Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Calcidiscus macintyrei, Cyclicargolithus floridanus (многочисленные), Helicosphaera carteri, Discolithina multipora (доминирующие в скв.369), Discoaster variabilis, D. deflandrei, D. exilis и D. signus, а также D. aulakos, D. braarudii, D. cf. icarus, D. moorei, Sphenolithus abies и S. heteromorphus. Преобладание тепловодных видов свидетельствует о существовании тропических условий в раннем миоцене описываемого района.

Зона Discoaster exilis установлена в скв.369А и 397. Списки видов не приводятся, отмечен лишь Discoaster exilis как важная составляющая флоры.

Зона Discoaster kugleri определена в скв.397, предположительно присутствует в скв.366 и вместе. со следующей зоной Catinaster coalitus – в скв.369. Последняя зафиксирована также в скв.366А, где наряду с обычным комплексом кокколитов указаны вид-индекс зоны и вид-доминант Discoaster variabilis.

Зона Discoaster hamatus в полном объеме отмечена в скв.368 и 397. Нижняя ее подзона Helicosphaera carteri присутствует в скв.369, а верхняя подзона Catinaster caliculus – в скв.366А и 369. Комплекс видов состоит из Discoaster bellus, D. braarudii, D. hamatus, D. variabilis, D. bollii и D. pentaradiatus. В скв.369, кроме того, присутствуют D. loeblichi, D. calcaris, D. pansus и D. perclarus. Для верхней подзоны в скв.366А отмечены D. neohamatus, Catinaster caliculus и C. coalitus. Высокое разнообразие и хорошая сохранность наннофлоры отвечает тропическим температурам в поверхностном слое воды.

Зона Discoaster calcaris фиксируется в скв.367, 368, 369 и 397. В последней из них встречены два основных вида зоны – Discoaster calcaris и D. pentaradiatus. Комплекс дискоастеров в скв.368 включает Discoaster neohamatus, D. bellus, D. braarudi, D. loeblichi, D. pansus, D. prepentaradiatus и D. variabilis.

Зона Discoaster quinqueramus в скв.397 характеризуется Discoaster quinqueramus, D. pentaradiatus и D. challengeri. Одноименная зона фиксируется в скв.366А, 367, 368 и 369. В скв.369 для нижней подзоны типично присутствие в обычных количествах дискоастеров и в малых – Scyphosphaera spp. и Discolithina multipora.

Верхняя зона схемы Э.Мартини Ceratolithus tricorniculatus установлена в скв.366А и 397. По присутствию значительных скоплений разнообразных дискоастеров и сфенолитов следует предполагать преобладание тепловодных субтропических и тропических условий в данном районе на протяжении всего миоцена.

Континентальный склон Пиренейского полуострова

На континентальном склоне Пиренейского полуострова миоценовые отложения вскрыты скв.398 и 637 (Серек, Wind, 1979; Wei et al., 1987) (рейс 47 "Гломар Челленджер" и рейс 103 "ДЖОИДЕС Резольюшн") на 40-42° с.ш. Более полный разрез скв.398 включает 7 из 12 миоценовых зон Э.Мартини; в скв.637 вскрыты две верхние зоны миоценовой шкалы Д.Бакри – Discoaster quinqueramus (СN9) и Ceratolithus tricorniculatus (CN10).

Зона Discoaster druggii в скв. 398 содержит 17 видов наннопланктона. Обычны Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus и Discoaster deflandrei, немногочисленны Coccolithus eopelagicus, C. miopelagicus, Coronocyclus nitescens, редки и единичны Discoaster aulakos, D. druggii, Sphenolithus belemnos, S. conicus, S. heteromorphus, S. moriformis, S. pacificus, Helicosphaera carteri, H. intermedia, H. parallela (=H. euphratis) и Scapholithus fossilis.

Зона Sphenolithus heteromorphus содержит более богатые комплексы кокколитов. Дискоастеры пополняются видом Discoaster variabilis, плаколиты – Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei, Discolithina segmenta, сфенолитусы – Sphenolithus abies (при этом исчезает S. belemnos). Вид-индекс постоянно присутствует в разрезе в обычных и малых количествах.

Зона Discoaster kugleri включает типично среднемиоценовых дискоастеров – Discoaster kugleri, D. bollii, D. exilis, D. moorei, теряя из комплекса раннемиоценовые D. deflandrei и D. druggii. Продолжают встречаться D. variabilis, D. aulakos, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Calcidiscus macintyrei, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera carteri, Discolithina segmenta, Sphenolithus abies, с которыми ассоциируют Reticulofenestra pseudoumbilica, Triquetrorhabdulus rugosus, Thoracosphaera sp.

Осадки зон Catinaster coalitus и Discoaster hamatus не встречены.

В верхнемиоценовой зоне Discoaster calcaris появляется Helicosphaera sellii; ассоциация дискоастеров претерпевает значительные изменения, поскольку получают развитие Discoaster bellus, D. brouweri, D. challengeri и D. neorectus.

Состав наннофлоры в зоне Discoaster quinqueramus меняется незначительно за счет присутствия вида-индекса, а также Ceratolithus (=Amaurolithus) tricorniculatus и Pontosphaera (=Discolithina) discopora.

Во всех зонах миоцена в скв. 398 наннопланктон включает от 17 до 20 видов. Большую часть его составляют тепловодные дискоастеры, а в нижнем миоцене и сфенолитусы. Холодноводные виды группы Coccolithus pelagicus образуют обычные концентрации в нижнем и среднем миоцене, увеличивая скопления в верхнем миоцене, что в целом свидетельствует о субтропических условиях с незначительным понижением температуры поверхностных вод в позднемиоценовое время.

В скв.637 комплекс подзоны СN9а зоны Discoaster quinqueramus (зональность по Д.Бакри) содержит 16 видов наннопланктона и близок по составу к наннофлоре из той же зоны в скв.398. Видов дискоастеров здесь меньше (6 против 8) и они несколько другие: присутствуют Discoaster brouweri, D. pentaradiatus и D. variabilis, определенные и в скв.398, а также D. loeblichi, D. surculus и D. triradiatus. Состав плаколитов приблизительно тот же. Отсутствует Coronocyclus nitescens, но определены редкие Rhabdosphaera clavigera и Minylitha convallis.

Подзона Triquetrorhabdulus rugosus зоны Amaurolithus tricorniculatus – самое верхнее биостратиграфическое подразделение верхнего миоцена – содержит 20 видов наннофоссилий, среди которых широко развиты виды рода Amaurolithus – A. amplificus, A. tricorniculatus, A. delicatus, появляются Umbilicosphaera sibogae, Discoaster blackstockae и D. intercalaris.

Холодноводные виды многочисленны на фоне высокого видового разнообразия комплексов в целом и тепловодных видов в частности. Очевидно, в районе скв.637 в позднем миоцене существовали более холодноводные субтропические условия, чем в районе скв.398.

Восточный склон Срединно-Атлантического хребта

Миоценовые отложения в этом районе вскрыты скв.608, 609, и 611, пробуренными в рейсе 94 "Гломар Челленджер" (Takayma, Sato, 1987). Наиболее полный разрез получен в скв.608 (интервал от зоны Triquetrorhabdulus carinatus до зоны Discoaster hamatus и зона Discoaster quinqueramus). В скв.611 представлены только верхнемиоценовые осадки (интервал от зоны Discoaster hamatus до зоны Discoaster quinqueramus). Первоначально наннопланктон изучался Т. Такаяма и Т. Сато (Takayama, Sato, 1987). По их мнению, низкий выход керна и плохая сохранность наннофлоры осложняют выделение зон в полном объеме, а в ряде случаев делают эту задачу невозможной. Стратиграфическое расчленение проводилось по шкале Э.Мартини. При дополнительном изучении образцов из скв.608, 609, и 611, проведенном авторами, основное внимание уделялось анализу структуры ассоциаций наннопланктона, присутствию тропических, субтропических и бореальных элементов.

Зона Triquetrorhabdulus carinatus характеризуется многочисленными тепловодными Cyclicargolithus floridanus в сочетании с холодноводными Coccolithus pelagicus и С. miopelagicus. Дискоастеры редки и представлены только одним видом – Discoaster deflandrei, однако присутствуют пять видов сфенолитов, наиболее многочисленный из которых – Sphenolithus dissimilis. Субтропические виды рода Helicosphaera встречаются редко.

В зоне Discoaster druggii видовое разнообразие сфенолитов и хеликосфер сокращается, а лидирующее положение в комплексе занимает холодноводный Coccolithus pelagicus.

В зоне Sphenolithus belemnos (скв.608) происходит расширение комплекса наннопланктона (до 23 видов) за счет многочисленных Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, C. crassipons, Calcidiscus leptoporus, C. macintyeri, Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus. Широко представлены тепловодные Sphenolithus abies, S. belemnos, S. dissimilis, S. moriformis. Вид S. heteromorphus появляется в верхней части зоны и присутствует совместно с S. belemnos и Helicosphaera ampliaperta. Д.Бакри считает, что типичная ассоциация наннофлоры для этой зоны в низких широтах включает 15 видов; все они присутствуют в скв.608. Наннопланктон обилен и хорошей сохранности; дискоастеры представлены двумя видами – Discoaster deflandrei и D. druggii, что указывает на относительно тепловодные условия.

Зона Sphenolithus heteromorphus. Определение этого стратиграфического интервала в скв.608 опирается на богатый и разнообразный комплекс хорошей сохранности. Здесь ассоциация наннопланктона полностью идентична таковой низких широт и включает в себя многочисленные дискоастеры, хеликосферы, сфенолиты.

Зона Discoaster exilis. В этом стратиграфическом интервале в скв.608 наблюдается уменьшение разнообразия комплекса. На первый план выходят многочисленные холодноводные Coccolithus pelagicus, широко представлены и другие плаколиты – Coccolithus crassipons, C. streckeri, Cyclicargolithus abisectus. Сокращается видовое разнообразие дискоастеров. Если для тропической области характерно присутствие не менее 12 видов рода Discoaster, то в скв.608 – пять видов. Теплолюбивые сфенолиты малочисленны. Верхняя граница зоны определяется по появлению единичных D. kugleri.

Нерасчлененный интервал зон Discoaster kugleri и Catinaster coalitus. В низких широтах комплекс наннопланктона включает около 15 видов, причем основная доля приходится на дискоастеры (10 видов). В скв.608 ассоциация включает восемь видов дискоастеров (Discoaster variabilis, D. exilis и др.), Helicosphaera carteri, H. granulata, Scyphosphaera sp. Однако индекс-виды зон отсутствуют или единичны. Низкий выход керна еще более затрудняет стратиграфическое расчленение осадков.

Зона Discoaster hamatus. В скв.608 встречена обедненная, но обычная ассоциация с многочисленными Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Helicosphaera granulata, Discoaster hamatus, D. neohamatus, D. adamanteus, D. exilis, D. variabilis, D. intercalaris, Rhabdosphaera sp.

Зона Discoaster calcaris. Верхняя часть зоны Discoaster calcaris вскрыта в скв.611 и характеризуется постоянным присутствием D. berggreni. В низких широтах этот интервал отмечен обилием разнообразных дискоастеров (более 12 видов), в то время как в скв.611 встречено только четыре вида.

Отложения самой верхней зоны миоцена Discoaster quinqueramus вскрыты всеми скважинами (608, 609, 611) и содержат разнообразный и обильный наннопланктон хорошей сохранности. В скв.611 присутствуют более 11 видов дискоастеров, широко представлены роды Sphenolithus и Helicosphaera, появляются Amaurolithus delicatus, Discoaster quinqueramus, D. surculus.

Бискайский залив и отрог Гобан

Наиболее полный разрез миоценовых отложений в этом районе вскрыт скв.400А в рейсе 48 "Гломар Челленджер". В рейсе 80 серия скважин пробурена северо-западнее скв.400А, на отроге Гобан, где пройдены в основном нижнемиоценовые и нижняя часть среднемиоценовых отложений.

Изучение наннопланктона из миоценовых осадков этого района проводилось К.Мюллер (Mueller, 1979, 1985), которая отмечала ряд трудностей при расчленении миоценовых отложений согласно шкале Э.Мартини, так как многие зональные виды либо чрезвычайно редки, либо отсутствуют. Особенно сложно расчленение нижнемиоценового интервала.

Скважина 400А

Граница олигоцена и миоцена определена по вымиранию вида Dictyococcites bisectus. Вид Triquetrorhabdulus carinatus не найден в Бискайском заливе и в Средиземноморской области (Mueller, 1978).

Нерасчлененный интервал зон Triquetrorhabdulus carinatus-Discoaster druggii содержит очень скудный наннопланктон: единичные Sphenolithus moriformis, Discoaster deflandrei, Cyclicargolithus floridanus (обильно) и редкие Coccolithus abisectus, C. pelagicus.

В зоне Sphenolithus belemnos наряду с единичными S. belemnos отмечены немногочисленные Reticulofenestra pseudoumbilica.

Зона Helicosphaera ampliaperta выделяется условно, так как вид-индекс (обычно широко распространенный в отложениях низких широт) отсутствует либо крайне редок. В одном из образцов встречено несколько экземпляров, предположительно относящихся к виду Helicosphaera ampliaperta очень плохой сохранности. К.Мюллер считает, что отсутствие H. ampliaperta может объясняться интенсивными процессами растворения известкового наннопланктона в раннем миоцене (хеликосферы неустойчивы к растворению).

Зона Sphenolithus heteromorphus характеризуется более богатым и разнообразным комплексом (около 12 видов). Появляются Sphenolithus heteromorphus, Helicosphaera carteri, Discoaster exilis (массовые экземпляры в верхней части интервала). Наннопланктон обилен, но плохой сохранности. Кокколиты сильно разрушены, полурастворены, дискоастеры вторично кальцифицированы. Кровля зоны определяется по исчезновению видаиндекса, однако К.Мюллер отмечает, что единичные Sphenolithus heteromorphus присутствуют и выше по разрезу, в зонах Discoaster exilis и Discoaster kugleri. Аналогичная картина наблюдается и в Паратетисе (Roegl, Mueller, 1976). Этот стратиграфический интервал четко фиксируется также в Северной Европе (Martini, Mueller, 1975).

Зона Discoaster exilis отмечена еще большим разнообразием комплекса по сравнению с таковым из предыдущей зоны (14 видов). Сохранность наннопланктона заметно улучшается. Доминирующее положение в комплексе занимают Сосcolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica. Вид Discoaster exilis обилен, по-видимому, он менее чувствителен к колебаниям температуры поверхностных вод (Mueller, 1978). Для этого интервала характерно присутствие Triquetrorhabdulus rugosus (многочисленного в отдельных образцах) и овальных Coronocyclus cf. nitescens.

Нерасчлененный интервал зон Discoaster hamatus-Discoaster calcaris. Здесь появляются Discoaster variabilis, D. calcaris, постоянно присутствуют D. brouweri. Вид D. exilis встречается в нижней части интервала. Комплекс наннофлоры по-прежнему беден, отдельные уровни содержат большое количество переотложенных видов.

По мнению К.Мюллер, уверенное определение наннопланктонных зон в верхней части среднего миоцена и в верхнем миоцене очень сложно. Аналогичная картина наблюдается и в Средиземноморье, где выделение зон Catinaster coalitus, Discoaster hamatus и Discoaster calcaris также затруднено (Bizon, Mueller, 1977).

Зона Discoaster quinqueramus, где продолжают доминировать Coccolithus pelagicus и Reticulofenestra pseudoumbilica, характеризуется очень большой мощностью отложений (около 60 м). Ассоциация наннопланктона здесь более богата и лучшей сохранности, чем в предыдущем интервале. Постоянно присутствуют Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, Discoaster variabilis, D. calcaris (обильно в нижней части), редки D. surculus, D. quinqueramus, Amaurolithus tricorniculatus.

Скважина 548А

Четыре скважины рейса 80 вскрыли неполные разрезы миоценовых отложений: нижний миоцен, нижнюю часть среднего миоцена и самую верхнюю часть верхнего миоцена. Наиболее представительные комплексы наннопланктона характеризуют разрез скв.548А (Mueller, 1985).

Интервал зон Triquetrorhabdulus carinatus– Discoaster druggii. Видовой состав наннопланктона практически идентичен наннофлоре в скв.400А. Индекс-виды зон отсутствуют (только в одном образце отмечено несколько экземпляров Discoater druggii). Однако в отличие от разреза в Бискайском заливе, где полностью отсутствуют хеликосферы, здесь встречены Helicosphaera carteri, H. euphratis, H. obliqua, H. perch-nielseniae. Очевидно, процессы растворения в этом районе были менее интенсивными, чем в Бискайском заливе, так как наннопланктон обилен и хорошей сохранности. Возможно, и условия существования были более благоприятны для развития рода Helicosphaera.

Зона Sphenolithus belemnos также отмечена обильным наннопланктоном хорошей сохранности. Вид S. belemnos встречается совместно с Helicosphaera cf. ampliaperta.

Зона Helicosphaera ampliaperta характеризуется разнообразным (14 видов) комплексом наннофлоры хорошей сохранности: H. ampliaperta, Sphenolithus heteromorphus и Triquetrorhabdulus rugosus присутствуют по всему интервалу. Несколько экземпляров Discoaster exilis встречено в верхней части зоны.

В зоне Sphenolithus heteromorphus продолжала существовать разнообразная ассоциация, доминирующее положение в которой занимали Сосcolithus pelagicus (особо крупные особи), Cyclicargolithus abisectus, Helicosphaera carteri, Reticulofenestra pseudoumbilica. Появляются тепловодные Rhabdosphaera stylifera. Обильны Discoaster exilis, Sphenolithus abies, S. heteromorphus. Заканчивают свое существование Coronocyclus nitescens, Discoaster deflandrei и Sphenolithus heteromorphus; по исчезновению последнего определена верхняя граница зоны.

Зона Discoaster exilis. В этом стратиграфическом интервале по-прежнему доминируют Reticulofenestra pseudoumbilica и крупные Coccolithus pelagicus. Появляются Discoaster brouweri и D. variabilis; встречаются Triquetrorhabdulus rugosus. Обилие Т. rugosus в зоне Discoaster exilis К.Мюллер считает типичной особенностью этого интервала. Выше по разрезу располагается перерыв, охватывающий верхнюю часть зоны Discoaster exilis и серию зон от зоны Discoaster kugleri до зоны Discoaster calcaris.

Процесс седиментации возобновился только в позднем миоцене – зона Discoaster quinqueramus. Комплекс наннопланктона здесь богат, разнообразен (более 20 видов), прекрасной сохранности и отмечен присутствием теплолюбивых рабдосфер, дискоастеров и цератолитов. Характерно обилие Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Calcidiscus macintyrei. Верхняя граница зоны определяется по исчезновению вида-индекса Discoaster quinqueramus.

Анализ комплексов наннопланктона из миоценовых отложений континентального склона северо-западной части Европы (Бискайский залив и отрог Гобан) показывает, что в нижнем миоцене Бискайского залива они бедны и плохой сохранности, в то время как в скв.548А, расположенной северо-западнее на отроге Гобан, более представительны. Различия продолжают сохраняться и в зоне Helicosphaera ampliaperta, которая в Бискайском заливе выделяется условно, а на отроге Гобан – уверенно и отмечена достаточно богатым комплексом. Зоны Sphenolithus heteromorphus и Discoaster exilis характеризуются обильными и разнообразными комплексами с типичными видами зон.

В целом, стратиграфический интервал зон Helicosphaera ampliaperta, Sphenolithus heteromorphus и Discoaster exilis содержит наиболее богатую наннофлору.

Начиная со второй половины среднего миоцена (зоны Discoaster kugleri–Discoaster calcaris) четкое выделение наннопланктонных зон весьма затруднено, а порой и невозможно (например, зона Catinaster coalitus) вследствие отсутствия руководящих видов или их малочисленности и плохой сохранности.

Отложения верхнего миоцена (зона Discoaster quinqueramus) характеризуются богатыми комплексами наннофлоры хорошей сохранности с многочисленными тепловодными элементами. К.Мюллер считает, однако, что наннопланктонные ассоциации верхнего миоцена в этом районе отличаются низким видовым разнообразием и содержат преимущественно долгоживущие виды.

Плато Роколл

Миоценовые осадки с наннопланктоном вскрыты в рейсах 12 (скв.115, 116, 117) (Bukry, 1972), 48 (скв.403, 404, 405, 406) (Mueller, 1979), 80 (скв.552, 553, 554, 555) (Mueller, 1985) и 94 (скв.610) (Takayama, Sato, 1987) "Гломар Челленджер". Наиболее полный разрез пробурен скв.406.

Комплексы наннопланктона рассматриваются с учетом данных как по более южным разрезам (скв.610, рейс 94), так и более северным (скв.407, 408, 4096 рейс 49, хребет Рейкъянес; скв.642B, 643, рейс 104, Норвежское море) (Donnally, 1989).

Зона Triquetrorhabdulus carinatus (скв.406). В состав комплекса входят 10 видов, основную долю занимает холодноводный Coccolithus pelagicus. Отмечены Cyclicargolithus abisectus, C. floridanus, Reticulofenestra lockeri, Helicosphaera euphratis, Discolithina multipora, Sphenolithus moriformis, Discoaster deflandrei, Triquetrorhabdulus rugosus. Вид-индекс T. carinatus не обнаружен. Присутствие, хотя и немногочисленных, дискоастеров, дисколитин и сфенолитов свидетельствует об относительно тепловодных условиях. Южнее, в скв.610 отложения этой зоны не вскрыты. Севернее, в скв.407 холодноводный Coccolithus pelagicus и его разновидности увеличивают свою численность, но наряду с ними здесь также отмечены тепловодные Cyclicargolithus floridanus, группа Discoaster deflandrei, Discolithina multipora, D. desueta, Helicosphaera carteri, H. euphratis, Sphenolithus sp. и единичные Triquetrorhabdulus carinatus. В наиболее северных скважинах Норвежского моря (скв.642B, 643, 67° с.ш.) зона Triquetrorhabdulus carinatus не установлена, выделяется лишь нерасчлененный интервал от зоны Triquetrorhabdulus carinatus до зоны Discoaster exilis. Основание зоны определено по последнему присутствию Discolithina enormis. Здесь также встречены тепловодные Cyclicargolithus floridanus, немногочисленные Discoaster deflandrei, Helicosphaera carteri, H. paleocarteri, H. euphratis, Sphenolithus moriformis. Таким образом, обедненный комплекс зоны присутствует вплоть до 67° с.ш.

Зона Discoaster druggii. Отложения данной зоны на плато Роколл отсутствуют, скв.610 они также не вскрыты. На хребте Рейкъянес (скв.407) в этом интервале найдены D. cf. druggii, D. deflandrei, Helicosphaera ampliaperta.

Зона Sphenolithus belemnos. Отложения этой зоны на плато Роколл также не фиксируются. В скв.610 присутствует разнообразный комплекс (21 вид), в котором отмечено девять видов из 15 типичных для низких широт. На хребте Рейкъянес (скв.407) интервал зоны определяется от уровня исчезновения Discoaster cf. druggii до появления типичных Sphenolithus heteromorphus. Вид S. belemnos не обнаружен.

Зона Helicosphaera ampliaperta. На плато Роколл наннопланктон зоны представлен 12 видами, большинство из которых переходит из предыдущей зоны. Продолжают доминировать холодноводные Coccolithus pelagicus, Helicosphaera ampliaperta отмечена единично. На юге, в скв.610 ассоциация разнообразна и содержит большинство (11 из 15) типичных тропических элементов. На хребте Рейкъянес отложения зон Helicosphaera ampliaperta-Discoaster hamatus отсутствуют, а в Норвежском море, как уже отмечалось, выделен лишь нерасчлененный интервал зон Triquetrorhabdulus carinatus-Discoaster exilis.

Зона Sphenolithus heteromorphus на плато Роколл (скв.406) характеризуется некоторым уменьшением видового разнообразия, из дискоастеров присутствует только Discoaster deflandrei. В скв.610 наннопланктон обилен, но из 22 типичных для зоны видов (шесть из которых дискоастеры) здесь присутствуют только 13, а из дискоастеров в небольших количествах встречен Discoaster deflandrei. Основную часть комплекса составляют Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Reticulofenestra sp. Присутствие дискоастеров и хеликосфер, хотя и в небольших количествах, указывает на тепловодные условия.

Зона Discoaster exilis отмечена еще более обедненным наннопланктоном, в качестве единичных экземпляров присутствуют D. exilis и D. deflandrei (в скв.610 к ним присоединяется D. variabilis). Тенденция сокращения тропических и субтропических элементов в комплексе наннопланктона, наметившаяся в скв.610 еще в зоне Sphenolithus heteromorphus, продолжает развиваться. Кровля зоны обычно определяется по появлению вида-индекса следующей зоны Discoaster kugleri, но в этом районе он не обнаружен. Для проведения верхней границы зоны в скв.610 использовалось последнее присутствие Cyclicargolithus floridanus; этот же критерий применен и в разрезах Норвежского моря (скв.642В, 643). Таким образом, от зоны Sphenolithus belemnos до зоны Discoaster exilis на плато Роколл происходит падение численности и видового разнообразия наннопланктона, отмечается ухудшение сохранности. Прогрессирующее сокращение доли тепловодных представителей наннофлоры свидетельствует о похолодании поверхностных вод и бореальных условиях.

Нерасчлененный интервал зон Discoaster kugleri-Catinaster coalitus на плато Роколл содержит бедный наннопланктон без стратиграфически важных видов. На хребте Рейкъянес отложения этих зон отсутствуют, а в Норвежском море (скв.642B, 643) выделен нерасчлененный интервал зон Discoaster kugleri-Reticulofenestra pseudoumbilica (от верхней части среднего миоцена до нижнего плиоцена).

Нерасчлененный интервал зон Discoaster hamatus и Discoaster calcaris. На плато Роколл этот интервал характеризуется обилием Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica. Видыиндексы отсутствуют, появляются Discoaster brouweri, D. variabilis, D. intercalaris, D. challengeri, D. loeblichi. Pod Helicosphaera представлен тремя таксонами. В скв.610, расположенной южнее плато Роколл, обе зоны установлены условно, так как зональные виды отсутствуют; для определения границ зон использованы косвенные критерии. На хребте Рейкъянес (скв.407) зона Discoaster calcaris также выделена условно по присутствию D. cf. calcaris.

Отложения самой верхней зоны миоцена Discoaster quinqueramus вскрыты всеми скважинами и содержат обильный наннопланктон хорошей сохранности. В таксономическом разнообразии комплекс на плато Роколл уступает более южному из скв.610, где присутствуют более 11 видов дискоастеров, в то время как на плато Роколл только шесть, а тепловодные цератолиты и сцифосферы представлены единичными экземплярами. Севернее, в скв.407 тепловодные виды присутствуют редко, но все же здесь определены Discoaster brouweri, D. calcaris, D. challengeri, D. kugleri, D. quinqueramus, D. variabilis, Helicosphaera carteri, H. cf. sellii, Scyphosphaera pulcherrima, Scyphosphaera sp., что свидетельствует о потеплении поверхностных вод в это время.

На юго-западной оконечности плато Роколл пробурено 8 скважин (81 рейс "Гломар Челленджер"). Миоценовые отложения вскрыты скв.552, 552A, 553, 553A, 554, 555. Нижний миоцен представлен неполно – отсутствуют отложения зон Discoaster druggii и Helicosphaera ampliaperta. В скв.554 отсутствует нижняя часть среднего миоцена. Неогеновые ассоциации наннопланктона часто подвержены вторичному "обрастанию" кальцитом и несут на себе следы растворения (Backman, 1984). Однако данные по всем скважинам позволяют получить практически полный сводный разрез миоцена.

Зона Triquetrorhabdulus carinatus (скв.553А) характеризуется обильным наннопланктоном хорошей сохранности. Граница олигоцена и миоцена устанавливается по исчезновению Dictyococcites bisectus и появлению Triquetrorhabdulus carinatus. Наряду с многочисленными Coccolithus pelagicus. Cyclicargolithus floridanus, Zygrhablithus bijugatus здесь присутствуют Helicosphaera euphratis, H. obliqua, H. intermedia, H. recta, Discoaster deflandrei. При бортовых исследованиях условно выделены две подзоны по шкале Д.Бакри, что подчеркивает полноту и разнообразие нижнемиоценовой ассоциации.

Зона Discoaster druggii. На юго-западной оконечности плато Роколл отложения этой зоны в полном объеме отсутствуют. Лишь в скв.554 в двух образцах совместно встречаются единичные Discoaster druggii, Sphenolithus belemnos, Helicosphaera aff. ampliaperta. Этот маломощный горизонт отнесен к нерасчлененным зонам Discoaster druggii–Helicosphaera ampliaperta.

Зона Sphenolithus belemnos (скв.555). Наннопланктон здесь обилен, однако сохранность ухудшается, практически все кокколиты несут на себе следы растворения и полуразрушены. Многочисленные Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra (=Dictyococcites) hesslandii, R. daviesii встречаются вместе с редкими субтропическими Discoaster deflandrei, Helicosphaera ampliaperta, H. euphratis, H. carteri, H. granulata. Присутствуют также редкие Sphenolithus belemnos и S. sp.

Зона Helicosphaera ampliaperta. Отложения зоны в этом районе не установлены.

Зона Sphenolithus heteromorphus представлена небольшим по мощности слоем осадков почти во всех скважинах (скв.553, 553А, 553В, 555) и содержит наннопланктон хорошей сохранности. Основную часть комплекса по-прежнему составляют Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra (=Dictyococcites) hesslandii. Появляются Discoaster exilis, D. variabilis, Sphenolithus heteromorphus, S. moriformis, Helicosphaera minuta.

Зона Discoaster exilis характеризуется наиболее разнообразным комплексом наннофлоры прекрасной сохранности по сравнению с таковым из предыдущих зон. Продолжают существовать Discoaster deflandrei, D. exilis, D. variabilis, Helicosphaera carteri, H. granulata, H. minuta, Sphenolithus moriformis. Появляются Discoaster challengeri, D. intercalaris, D. moorei, D. signus, Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus. Хотя многие виды дискоастеров встречаются редко или единично, присутствие столь разнообразного комплекса указывает на тепловодные, почти субтропические условия, установившиеся в этот период на плато Роколл.

Нерасчлененные зоны Discoaster kugleri-Catinaster coalitus (скв.553, 553А, 553В, 555). Ни одного экземпляра руководящих видов зон не было найдено в этом интервале. Основание его определяется вымиранием Cyclicargolithus floridanus. Большинство из появившихся в предыдущей зоне дискоастеров здесь отсутствует. Продолжают встречаться Discoaster exilis, D. variabilis, D. intercalaris, Reticulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus moriformis, S. abies. Появляется Triquetrorhabdulus rugosus. В скв.553, 553А и 553В выше по разрезу выделяется нерасчлененный интервал зон Discoaster hamatus-Discoaster quinqueramus. B скв.555 этот интервал представлен осадками большей мощности. Его нижняя граница условно проводится по снижению численности Coccolithus miopelagicus и исчезновению Discoaster exilis (выше лишь в одном образце найдено несколько экземпляров), а верхняя граница характеризуется исчезновением Coccolithus miopelagicus и появлением Discoaster brouweri и D. calcaris.

Нерасчлененные зоны Discoaster hamatus-Discoaster calcaris (скв.555). Вид D. hamatus отсутствует, в комплексе доминируют Coccolithus pelagicus, Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei, Reticulofenestra pseudoumbilica. Единичные экземпляры Discoaster bellus обнаружены в самой верхней части. Верхняя граница фиксируется появлением D. quinqueramus.

Зона Discoaster quinqueramus представлена богатым и обильным наннопланктоном прекрасной сохранности. Здесь вновь разнообразны дискоастеры – Discoaster bellus, D. brouweri, D. challengeri, D. intercalaris, D. surculus, D. variabilis, D. pentaradiatus. Появляются характерные для теплых вод сцифосферы, в средней части интервала установлена Helicosphaera sellii, хотя по-прежнему очень многочисленен холодноводный Coccolithus pelagicus.

РАДИОЛЯРИИ

Континентальный склон Северо-Западной Африки и прилегающие котловины

В пределах этого региона тропической-субтропической области радиолярии исследовались из кернов скв.138, 139, 140 (Petrushevskaya, Kozlova, 1972), 366, 368, 369, 370 (Johnson, 1978), 415, 416 (Westberg et al., 1980), 545, 547 (Labracherie, 1984). В зависимости от батиметрии и степени удаленности от континента, с которыми связаны условия осадконакопления, а также состав и сохранность микрофауны, отложения существенно различаются по возрастному диапазону и микрофауне. Наиболее полные разрезы миоценовых отложений вскрыты скв.366 (поднятие Сьерра-Леоне) и скв.369 (континентальный склон Мавритании).

В скв.366 (керны 366А-16СС-366А-29-5) в отложениях постоянно присутствуют скелеты радиолярий средней и хорошей сохранности (за исключением самых низов разреза). В основании (керны 366А-29-5-366А-27-2) залегают осадки зоны Lychnocanomma elongata (=Lychnocanium bipes), которая рассматривается разными авторами как верхнеолигоценовая, переходная к нижнему миоцену, либо как базальная зона нижнего миоцена. Выше согласно располагаются осадки зон нижнего миоцена: Cyrtocapsella tetrapera (керны 366А-27-2-366A- 26-1), Stichocorys delmontensis (керны 366A-25CC-366A-20-2), Stichocorys wolffii (керны 366А-20-3-366A-18-3); Calocycletta costata (керн 366A-18-4-366А-18-1) и нижняя зона среднего миоцена -Dorcadospyris alata (керны 366А-17-6-366А-16СС). Отложения перечисленных радиоляриевых зон палеонтологически хорошо охарактеризованы присутствием видов-индексов и достаточным количеством сопутствующих видов радиолярий: Calocycletta costata, C. virginis, Cannartus prismaticus, C. tubaruis, Carpocanopsis cingulatum, C. cristatum, Cyrtocapsella cornuta, C. tetrapera, Dendrospyris bursa, Dorcadospyris alata, Stichocorys delmontensis, S. wolffii и рядом других видов, встречающихся менее регулярно.

Скв.369 вскрыла отложения нижнего - среднего миоцена (керны 369-1-369-13) с разнообразной и хорошей сохранности фауной. Радиолярии тропическо-субтропического комплекса принадлежат 6 радиоляриевым зонам, однако некоторые руководящие таксоны и виды-индексы тропического комплекса часто отсутствуют, редки представители рода Dorcadospyris, ряд видов имеет несколько иной стратиграфический интервал распространения: Cyrtocapsella tetrapera появляется в олигоцене, Lychnocanium bipes (=L. elongata) имеет более короткий стратиграфический диапазон и очень редок. Комплекс радиолярий напоминает средиземноморский, описанный A.Санфилиппо (Sanfilippo et al., 1973). Все зоны хорошо идентифицируются, кроме зоны Stichocorys wolffii в связи с редкими экземплярами вида-индекса. Вверх по разрезу установлены следующие подразделения нижнего миоцена: зона Cyrtocapsella tetrapera (керн 369-13-5-369-13-3),

зоны Stichocorys delmontensis–S.wolffii (керны 369-13-2–369-11-2; предполагаемая зональная граница – на уровне обр.368А-12-2), зона Calocycletta costata (керны 369А-11-1–369А-10СС). Выше согласно залегают осадки среднего миоцена – зона Dorcadospyris alata (керны 369А-10-6–369А-2-1) и зона Cannartus petterssoni (керны 369А-1СС– 369А-1-6).

Отложения тропической области (скв.367 и 368) на поднятии Островов Зеленого Мыса содержат радиолярии средней и хорошей сохранности лишь в небольшой части разреза. В плейстоценовом обр.367-1СС встречаются переотложенные редкие экземпляры ранне-среднемиоценовых видов – Cannartus laticonus, Calocycletta virginis, Stichocorys delmontensis.

В скв.368 (интервал кернов 368-16СС–368-13СС) вскрыта небольшая часть нижнемиоценовых отложений – зона Calocycletta costata (керны 368-15-3–368-13СС) и зона Stichocorys wolffii (керны 368-15СС–368-16СС). Радиолярии исчезают в керне 368-16. Переотложенные экземпляры Calocycletta virginis, Stichocorys peregrina и Calocycletta costata обнаружены в кровле разреза (керны 368-1–368-2). Осадки кернов 368-3–368-12 радиолярий не содержат. Все это свидетельствует о резких перерывах в процессе кремненакопления в районе скв.367 и 368 до и после средне-позднемиоценового рубежа.

Скважины 138, 139, 140; 545 и 547; 415 и 416 в субтропическом поясе Северо-Восточной Атлантики вскрыли практически тот же интервал миоценовых отложений.

Скважинами 138, 139 и 140 пройдены осадки нижнего миоцена. Они содержат богатую и хорошей сохранности фауну радиолярий. Слои в интервале кернов 138-1СС, 139-7-6-139-7-3, 140-5СС и 140-2-4 следует относить к зонам Stichocorys wolffii u Stichocorys delmontensis, a базальную часть (обр.139-7СС) - к зоне Cyrtocapsella tetrapera. М.Г.Петрушевская (Petrushevskaya, Kozlova, 1972) указывала на очевидное подразделение установленной ею зоны Calocycletta veneris (=Calocycletta virginis) на две части. В нижней из них присутствуют виды-индексы Lychnocanium bipes(=L. elongata) и Calocycletta annosa (= Theocyrtis annosa) и другие виды, проходящие в миоцен из олигоцена. Кроме того, в верхней части зоны встречено множество видов, отсутствующих в отложениях нижней части зоны: Dorcadospyris dentata, Trissocyclus stauropora(= Liriospyris stauropora) и др. Выше (керны 139-5СС, 140-2-3 и 140-2-2) лежат осадки зоны Calocycletta costata – верхней зоны нижнего миоцена.

Более молодые слои в скв.139 (керн 139-3), возможно, принадлежат верхней части среднего миоцена, так как содержат радиолярии зоны Cannartus petterssoni, скв.140 вскрыла отложения нижней части среднего миоцена (керн 140-2-1) – зону Dorcadospyris alata.

Отличительной особенностью ассоциаций радиолярий из отложений в скв.138, 139 и 140 следует считать присутствие большого числа видов родов Cornutella, Lithocampe, Botryosrobus и других, более характерных для фауны холодноводных районов.

Вблизи побережья Марокко миоценовые отложения установлены при бурении скв.545, 547, 415 и 416. Интервал от зоны Stichocorys delmontensis (нижний миоцен) до зоны Dorcadospyris alata (средний миоцен) вскрыт в скв.545 (керны 545-27-4– 545-23-7), где присутствуют обильные и относительно хорошей сохранности комплексы радиолярий. Более древние осадки (керн 545-27) содержат только немногочисленные пиритизированные скелеты Orosphaerida или их фрагменты плохой сохранности.

Значительная часть отложений в скв.547 содержит (редкие или многочисленные) неопределимые пиритизированные скелеты или обломки Orosphaerida. Лишь осадки в интервале кернов 547А-14-4-547А-14СС и 547А-15-2 характеризуются радиоляриевым комплексом, который на основании сравнения с ассоциациями в скв.545 может быть отнесен к зоне Stichocorys wolffii нижнего миоцена (вблизи границы с зоной Stichocorys delmontensis).

Стратификация миоценовых отложений в скв.545 и 547 сопряжена с рядом трудностей. Они обусловлены присутствием промежуточных эволюционных популяций тропических видовиндикаторов возраста, например, таких как Dorcadospyris dentata и D. alata. Подобные формы описаны из Средиземномнорского региона (Riedel, Sanfilippo, 1971, 1978). Радиоляриевые комплексы скв.545 и 547 несут черты как тропических, так и средиземноморских ассоциаций. Тем не менее, границы радиоляриевых зон здесь достаточно уверенно обоснованы: граница зоны Dorcadospyris alata и зоны Calocycletta costata, несмотря на малочисленность последнего вида-индекса, проводится в основании керна 545-24, зоны Stichocorys wolffii – в кровле керна 545-25; граница между зонами Stichocorys wolffii и Stichocorys delmontensis - между кернами 545-25 и 545-26. Резкое исчезновение некоторых видов у верхней границы зоны Stichocorys wolffii может служить и косвенным указателем несогласия на этом уровне.

Почти аналогичный интервал миоценовых отложений вскрыт расположенными несколько южнее скв.415 и 416 (Westberg et al., 1980). Пробы осадков в интервале кернов 415-2–415-5 содержат достаточно большое количество радиолярий относительно хорошей сохранности. Радиолярии кернов 415-4 и 415-3 принадлежат зоне Dorcadospyris alata (нижняя часть среднего миоцена), керна 415-5 – зоне Stichocorys wolffii (средняя часть нижнего миоцена). В скв.416 осадки представлены в значительной мере турбидитами, лишь керн 416-2 содержал комплекс радиолярий, типичный для пограничных слоев между зонами Calocycletta costata и Stichocorys wolffii.

М.Лабрашери (Labracherie, 1984) сопоставила результаты предыдущих исследований радиолярий в рассматриваемом регионе, что позволило получить ей важные палеоокеанологические выводы.

Раннемиоценовый комплекс Марокканского плато включает многочисленные радиолярии рода Cyrtocapsella, a также Stichocorys armata и Cannartus mammifferus, которые представлены здесь лучше, чем в низких тропических широтах. Это подтверждает большую близость ассоциаций средних широт из осадков раннего и среднего миоцена Восточной Атлантики и Средиземноморья.

Высокая численность радиолярий хорошей сохранности в сочетании с большим количеством диатомей наблюдается в раннем миоцене (зоны Stichocorys delmontensis и Stichocorys wolffii).

Большое количество колониальных радиолярий в сочетании с радиоляриями рода Anthocyrtidium в отложениях зон Dorcadospyris alata и Calocycletta costata могут свидетельствовать о потеплении в течение этого времени миоцена в прибрежных водах Марокко и ослаблении влияния прибрежного апвеллинга.

Отсутствие радиолярий в осадках конца среднего миоцена (за исключением скв.139 и 369) указывает на наиболее интенсивное влияние апвеллинга в полосе 23–26° с.ш., что соответствует сдвигу на юг центра ветровой циркуляции и ослаблению поверхностной циркуляции и понижению продуктивности поверхностных и подповерхностных водных масс (Sarnthein et al., 1982).

Бискайский залив

Миоценовые отложения с радиоляриями вскрыты в южной части Бискайского залива скважинами 118 и 119 (Benson, 1972) и у подножия континентального склона – скв.400 (Riedel, Sanfilippo, 1978).

В скв.118 только в одном образце (118-12-1) присутствовал комплес радиолярий, типичный для зоны Calocycletta virginis (в соответстветствии с более поздними стратиграфическими схемами подразделенной на зоны – Stichocorys wolffii, Stichocorys delmontensis и Cyrtocapsella tetrapera) нижнего миоцена.

Отложения в скв.119 были отнесены к зонам Calocycletta virginis и Calocycletta costata. Присутствие в ассоциации радиолярий видов Cyrtocapsella cornuta, C. tetrapera, Stichocorys delmontensis, S. wolffii, S. armata, Lychnocanoma elongata, Dorcadospyris simplex, Carpocanopsis cingulata, Calocyclettta virginis, Cannartus tubarius, Cyclampterium leptetrum позволяет нам уточнить возраст осадков. Отложения ниже керна 119-6-2 - не древнее середины раннего миоцена (зона Stichocorys wolffii) на основании присутствия вида-индекса и Cannartus tubarius, не характерных для более древних отложений нижнего миоцена. Выше, в обр.119-6-1 и 119-6-2, присутствуют радиолярии зоны Calocycletta costata (верхняя часть нижнего миоцена). Периодически встречающиеся многочисленные пальцеобразно ветвящиеся обломки Огоscena и единичные Calocycletta margatensis, Cyrtocapsella elongata и Cyrtocapsella tetrapera позволили отнести отложения обр. 119-5-1 и 119-5СС к среднему миоцену

Скв.400 вскрыла более полный разрез отложений миоцена (Sanfilippo, Riedel, 1979): керны 400А-38-400А-40 – нижний миоцен, керн 400А-29 – средний миоцен и керны 400А-20-400А-25 – верхний миоцен. Однако малая численность радиолярий (за исключением осадков части нижнего миоцена) и плохая сохранность препятствуют использованию радиолярий для детальной стратификации этого разреза.

Восточный склон Срединно-Атлантического хребта

Радиолярии были исследованы нами в кернах из скв.608 (в 42 секциях) и скв.609 (в 16 секциях).

В скв.608 радиолярии найдены в интервале кернов 608-34-608-28. В последнем из них установлены только обломки игл Orosphaerida. Выше керна 608-19 радиолярии полностью отсутствуют. Сохранность в большинстве образцов от средней до плохой. Превалирует детрит. Численность – от единичных экземпляров до достаточно большой. Таксономическое разнообразие – около 100 видов. Комплекс радиолярий включает единичные экземпляры вида-индекса Dorcadospyris alata, а также многочисленные Carpocanistrum spp., Eucyrtidiidae gen. sp. aff. Lithomitra elizabethae, Cyrtocapsella tetrapera, C. cornuta, C. japonica, Eucyrtidium yatsouense, Theocampe eos, Th. calimorphos. Stichocorys delmontensis, Phormostichoartus corona, Lithopera rensae и редкие и единичные экземпляры многих других видов, включая Ommatartus mammiferus. Отложения датируются ранней частью среднего миоцена (зона Dorcadospyris alata).

Единичные раковины Cannartus laticonus, Ommatartus petterssoni, Liriospyris elevata, Stichocorys peregrina, Anthocyrtidium ehrenbergii в сочетании с многочисленными Lithopera aff. oceanica, Lithomitra lineata, Tricolocampe cylindrica, Stichocorys sp. A, Litomelissa aff. setosa, Stilodictya spp. (образцы выше керна 608-32-3) намечают переход к верхней зоне среднего миоцена – зоне Ommatartus petterssoni.

Единичные экземпляры Calocycletta costata, Acrocubus actopylus, Stichocorys delmontense, Eucyrtidium yatsouense определяют положение отложений в подошве керна 608-34-6 как границу с верхней зоной нижнего миоцена – зоной Calocycletta costata.

Изменения в составе ассоциаций радиолярий в интервале от керна 608-32-2 до керна 608-29-3 позволяют предположить похолодание климата и изменение гидрологического режима в районе исследования. Массовыми становятся виды Cornutella profunda, C. verrucosa gr., Lithomitra aff. arachnea, Arthostrobus annulatus, Arthostrobium auritum-australe gr., Stilodictya tenuispina, близкие к широко распространенным ныне в холодноводных районах Мирового океана.

Состав ассоциаций радиолярий с холодноводными видами позволяет предположительно коррелировать отложения с зоной Eucyrtidium punctatum среднего миоцена Антарктики и с зоной Lithomelissa stigi, установленной Бьерклундом в среднем миоцене Норвежского моря (скв.338 DSDP).

Почти аналогичные результы получены предыдущими исследователями (Westberg-Smith et al., 1986). Отличие заключается лишь в объеме зоны Dorcadospyris alata: отложения с радиоляриями этой зоны встречены нами начиная с керна 608-34, т.е. ниже, чем это установлено названными авторами.

В исследованных образцах скв.609 (керн 609-42-4–609-38-4) радиолярии не обнаружены.

Плато Роколл

Комплексы радиолярий встречены также в миоценовых отложениях скв.610. В керне 610-24-1 отмечены единичные экземпляры Cannartus violina, Sphaeropyle aff. titan, Lychnodictium audax, Cyrtocapsella japonica, Carpocanistrum spp., а также массовые Cyrtocapsella tetrapera, Lithomitra linneata, Spongodiscus aff. resurgens, Sphaeropyle angelina gr. (верхняя часть зоны Calocycletta costata нижнего миоцена).

Отложения с радиоляриями выше этого слоя (вплоть до керна 610-18-2) можно отнести к зоне Dorcadospyris alata среднего миоцена.

Отложения в интервале кернов 610-18-610-16 на основании единичных находок видов рода Cannartus отнесены к среднему миоцену – Dorcadospyris alata и Cannartus petterssoni (Westberg-Smith et al., 1986). Радиолярии из осадков в кернах 610-13 и 610-15 свидетельствуют об относительно холодноводных условиях, возможном влиянии прибрежных вод (присутствие видов радиолярий, характерных для неритических комплексов, например, Amphiplecta acrostoma) и относительно молодом возрасте – поздний миоцен – ранний плиоцен.

ДИАТОМЕИ И СИЛИКОФЛАГЕЛЛАТЫ

Основная трудность в использовании диатомей для биостратиграфии миоценовых отложений в Центральной Атлантике заключается в спорадичности их присутствия в разрезах и довольно плохой сохранности створок. Скважины глубоководного бурения, вскрывшие осадки с представительными комплексами миоценовых диатомей, относятся к трем географическим регионам: континентальному склону Северо-Западной Африки, восточному склону Срединно-Атлантического хребта и плато Роколл. К сожалению, даже в этих разрезах не наблюдается достаточно полной последовательности миоценовых зон. Как правило, флора довольно обильна в кровле нижнего миоцена, в среднем миоцене, в верхах верхнего миоцена и в верхнем плиоцене. В нижней части среднего и низах верхнего миоцена диатомеи отмечены либо в небольших количествах, либо отсутствуют полностью.

Диатомовые водоросли повторно изучены нами в миоценовых отложениях скв.608, 609, 610, 611. Осадки принадлежат преимущественно карбонатным фациям, в связи с чем для относительного обогащения кремневых компонентов использовалась методика обработки образцов концентрированной соляной кислотой. Исследовано более 200 образцов, присутствие и сохранность диатомей в которых оказались заметно различными – от практически полного отсутствия и плохой сохранности диатомей до массовой встречаемости хорошо сохранившихся створок.

Континентальный склон Северо-Западной Африки и прилегающие впадины

По литературным данным (Schrader, 1977; Baldauf, Pokras, 1989; Bukry, 1972, 1977, 1980), вдоль побережья Северо-Западной Африки миоценовые отложения с диатомеями и силикофлагеллатами вскрыты семью скважинами. Скв.366 и 667 занимают наиболее южное положение в районе (поднятие Сьерра-Леоне). Скв.369, 370, 415, 416 и 140 находятся севернее и приурочены к континентальному склону Мавритании. Миоценовые осадки содержат относительно разнообразные комплексы диатомей и силикофлагеллат умеренной сохранности. Субтропическо-тропическая природа ассоциаций диатомей позволяет при расчленении использовать зональную шкалу Дж.Баррона и Дж.Балдофа (Barron, Baldauf, 1995), а по силикофлагеллатам – шкалу Д.Бакри (Bukry, 1981). В подавляющем большинстве разрезов осадки с кремневым планктоном относятся к раннему и среднему миоцену.

Наиболее древние отложения раннего миоцена (зона Rosiella paleacea) вскрыты скв.667А. Диатомеи здесь были изучены Дж.Балдофом и М.Покрас (Baldauf, Pokras, 1989). Осадки в интервале кернов 667А-28СС-667А-27СС сопоставлены ими с верхней частью подзоны А зоны Rosiella paleacea. Такое заключение основано на совместном присутствии Bogorovia veniamini, Thalassiosira primalabiata и Rossiella paleacea. Вышележащие осадки в интервале кернов 667А-26-667А-24-6 условно отнесены к более молодым слоям этой же зоны с учетом спорадической встречаемости в комплексе Coscinodiscus (Azpeitia) oligocenicus, Synedra jouseana и Craspedodiscus elegans.

Диатомен из осадков, вскрытых скв. 366, были изучены Г.Шрадером (Schrader, 1977). Комплекс миоценовых диатомей отмечен им в интервале кернов 366А-27-1-366А-18СС и включал Actinocyclus ellipticus, Coscinodiscus marginatus, C. superbus, C. lewisianus, Craspedodiscus coscinodiscus, Hemidiscus cuneiformis, Rhizosolenia styliformis, Synedra jouseana, Thalassionema hirosakiensis, T. nitzschioides, Thalassiothrix longissima и др. Диатомовые зоны Г.Шрадером идентифицированы не были, а отложения отнесены к раннему миоцену. Однако в соответсвии с современными представлениями о стратиграфическом распределении указанных выше видов отложения данного интервала следует отнести к среднему миоцену.

Нижне- и среднемиоценовые осадки пройдены скв.369/369А в интервале кернов 369А-13-369А-3. Диатомеи также изучались Г.Шрадером (Schrader, 1977). В комплексе диатомей встречены видыиндексы раннего и среднего миоцена: Annelus californicus, Cestodiscus peplum, Coscinodiscus lewisianus, Craspedodiscus coscinodiscus, Cussia mediopunctata, Cussia (Rossiella) paleacea, Denticulopsis (Crucidenticula) nicobarica, Macrora stella, Rhaphidodiscus marylandicus, Synedra jouseana. Им сопутствуют Asterolampra marylandica, Coscinodiscus (Azpeitia) crenulata, C. (Azpeitia) endoi, Coscinodiscus lineatus (Thalassiosira leptopus), Coscinodiscus marginatus, C. stellaris, Rhizosolenia styliformis, Thalassionema nitzschioides, T. hirosakiensis, Thalassiothrix longissima и др. Местоположение скважины (относительная близость берега) определяет наличие значительного количества неритических, сублиторальных и бентических диатомей – Actinocyclus ehrenbergii, Actinoptychus undulatus, A. splendens, Chaetoceros spp. (споры), Cymatogonia amblyoceros, Diploneid spp., Goniothecium decoratum, G. odontella, Paralia sulcata, Navicula lyra, Rhaphoneis amphiceros, R. angulata, Stephanopyxis (Pergapyxis) turris. Диатомовые зоны в скв. 369/369А выделены не были. Одновременное присутствие в комплексе диатомей двух видов с коротким стратиграфическим распространением – Annellus californicus (керны 369А-12-6-369А-9-6) и Rhaphidodiscus marylandicus (керны 369А-13-1-369А-10-2) позволяет с достаточной долей уверенности проводить границу нижнего и среднего миоцена между кернами 11 и 10.

Силикофлагеллаты в миоценовых осадках скв.369/369А и 370 исследованы Д.Бакри (Bukry, 1977). В интервалах кернов 369А-13-5-369А-11-4 и 370-4-4-370-3СС определена нижнемиоценовая зона Naviculopsis lata. Эти отложения содержат достаточно разнообразный комплекс силикофлагеллат хорошей сохранности с доминирующими Distephanus crux, D. crux hannai, D. speculum speculum, D. speculum hemisphaericus, Mesocena apiculata и зональным видом Naviculopsis lata. Отложения в интервале кернов 369А-11-3-369А-10-3 и в образце 370-3-2 отнесены Д.Бакри к пограничной зоне нижнего и среднего миоцена Corbisema triacantha. Для комплекса характерны Corbisema triacantha, Dictyocha brevispina ausonia, D. fibula, D. pulchella, Distephanus crux.

В скв.415 и 416 на континентальном склоне Мавритании миоценовые отложения присутст-

вуют в интервалах кернов 415-5-415-4 и 416А-2-416А-1. Диатомеи и силикофлаггеллаты здесь были изучены Д.Бакри (Bukry, 1980). Для ассоциации диатомей наиболее характерны: Actinocyclus ehrenbergii, Actinoptychus senarius, Annellus californicus, Asterolampra marylandica, Biddulphia spp., Coscinodiscus lewisianus, Craspedodiscus coscinodiscus, Cussia (Rossiella) paleacea, Denticulopsis (Crucidenticula) nicobarica, Eucampia balaustium, Paralia sulcata, Rhaphidodiscus marilandicus, Rhaphoneis fossile, Synedra jouseana, Xanthiopyxis singulata, Stephanogonia spp. Stephanopyxis spp.

Стратиграфическое расчленение осадков на зональные подразделения по диатомеям в данных разрезах Д.Бакри выполнено не было. Одновременное присутствие в комплексах Annelus californicus и Rhaphidodiscus marylandicus (как и в скв.669А) позволяют считать эти слои пограничными между нижним и средним миоценом (Andrews, 1974; Schrader, Fenner, 1976). По таксономическому составу диатомовой ассоциации отложения в интервале кернов 415-5–415-4 и 416А-2– 416А-1, по всей вероятности, можно отнести к верхам нижнего и низам среднего миоцена, сопоставив этот интервал с подзоной В нижнемиоценовой зоны Crucidenticula nicobarica и подзоной А среднемиоценовой зоны Cestodiscus peplum.

Влияние экологических условий на таксономический состав одновозрастных диатомовых комплексов сказалось на обилии в миоценовых отложениях скв.369 и 416 таксонов, предпочитающих относительно мелководные условия обитания. К ним принадлежат Paralia sulcata, виды родов Stephanopyxis, Rhaphoneis, Goniothecium, Cymatogonia, Xanthiopyxis и др.

Нижне- и среднемиоценовые силикофлагеллаты достаточно обильны, хорошей сохранности и присутствуют в тех же интервалах разрезов, что и диатомеи (керны 415-5-2 и 416А-2-1). Комплексы силикофлагеллат содержат Corbisema triacantha triacantha, Dictyocha brevispina ausonia, D. fibula, D. pulchella, Distephanus crux, D. speculum, Mesocena apiculata, M. elliptica, M. triodon и др.

Ассоциации силикофлагеллат из кернов 415-4 и 416A-2-1, включающие Corbisema triacantha, Dictyocha pulchella и Mesocena elliptica, характерны для зоны Corbisema triacantha – пограничной зоны нижнего-среднего миоцена. Наличие в обр.415-5 одновременно Naviculopsis navicula и N. ponticula при отсутствии N. quadrata позволяет отнести осадки этого образца к нижнемиоценовой зоне Naviculopsis ponticula.

Одновозрастные комплексы силикофлагеллат из отложений, вскрытых скв.415 и 416 и скв.369 и

370, имеют существенные отличия. Главное из них заключается в обилии Dictyocha brevispina ausonia, наблюдаемое в скв.415 и 416. В скв.416А, в отличие от остальных разрезов, этот вид принимает навикулоидный облик.

Восточный склон Срединно-Атлантического хребта

В данном районе миоценовые отложения с кремневым планктоном вскрыты скв.608, 609 и 611.

В скв.608 (керны 17–57) было изучено 170 проб, из которых 39 (керны 23–34-2) содержат диатомеи. В большинстве проб диатомеи обильны, сохранность панцирей относительно хорошая. В ассоциации определено 59 видов диатомей, относящихся к 25 родам, и 8 видов силикофлагеллат, относящихся к 4 родам. Наиболее характерными, массовыми и часто встречающимися видами диатомей являются Actinocyclus ingens, Coscinodiscus marginatus, C. radiatus, C. lewisianus, C. gigas var. diorama, Craspedodiscus coscinodiscus, Denticulopsis hustedtii, Thalassionema nitzschioides, Thalassiothrix longissima, Synedra jouseana и различные представители рода Azpeitia: A. nodulifera, A. tabularis, A. vetustissimus и др.

Таксономический состав диатомовых ассоциаций свидетельствует о среднемиоценовом возрасте вмещающих их осадков. Эпизодическое присутствие в осадках зональных видов диатомей среднемиоценового возраста (Coscinodiscus lewisianus, C. gigas var. diorama, Craspedodiscus coscinodiscus) и ряда характерных видов-маркеров, датировочные уровни которых определены (например, Annelus californicus, Actinocyclus ingens, Hemidiscus cuneiformis), позволили нам с некоторой долей условности стратифицировать исследованную толщу отложений и сопоставить с двумя среднемиоценовыми зонами шкалы Дж. Баррона: зоной Coscinodiscus lewisianus и зоной Coscinodiscus gigas var. diorama.

Зона Coscinodiscus lewisianus включает отложения в интервале 608-34-2-608-30-4. Для осадков зоны характерно присутствие в комплексе зонального вида С. lewisianus, исчезновение которого маркирует верхнюю границу зоны. Наиболее массовыми видами в ассоциации являются: Coscinodiscus marginatus, C. radiatus, Actinocyclus ingens, Thalassionema nitzschioides, Thalassiothrix longissima, Denticulopsis hustedtii, Craspedodiscus coscinodiscus, Azpeitia nodulifera, A. tabularis, A. vetustissima, Thalassiosira leptopus и др. Достаточно обильны в осадках также и силикофлагеллаты – Dictyocha aspera, D. fibula, Mesocena quadrangula, M. diodon, Corbisema triacantha и др.

Осадки в интервале 608-30-3-608-29-3 мы относим условно к зоне Coscinodiscus gigas var. diorama. Основанием для выделения данной зоны являются спорадическая встречаемость в осадках зонального вида C. gigas var. diorama, выпадение из комплекса C. lewisianus и отсутствие в кровле осадков данного интервала Hemidiscus cuneiformis. В комплексе диатомей обильны Actinocyclus ingens, A. ehrenbergii, Coscinodiscus marginatus, Craspedodiscus coscinodiscus, Denticulopsis hustedtii и другие виды.

Возраст и положение в зональной схеме осадков интервала 608-25-5–608-23-1, содержащих обедненный комплекс диатомей преимущественно хорошей сохранности, трудно определимы. В ассоциации диатомей данного интервала встречены Actinocyclus aff. neogenicus, Coscinodiscus oculus-iridis (?), Thalassiosira symbolophora, Rhizosolenia hebetata, Porosira glacialis, Thalassiosira excentrica, Craspedodiscus coscinodiscus. Природа встреченных здесь видов – умеренно-холодноводная. Наличие в комплексе единичных экземпляров зонального вида Craspedodiscus coscinodiscus позволяет нам оценить возраст данного комплекса как среднемиоценовый.

Палеоокеанологическая интерпретация базируется на изменениях обилия и сохранности диатомей в комплексах, а также на изменениях экологической структуры самого комплекса. Так, в районе исследования умеренно-теплые поверхностные воды могли иметь место при формировании комплксов в интервале 608-34-2-608-30-3, с незначительным похолоданием вод при формировании осадков интервала 608-32-1,2 и 608-31-1,2. В ассоциациях диатомей, характерных для данного времени, господствуют тепловодные виды рода Azpeitia, возрастает количество Actinocyclus ingens, характерно также присутствие в осадках значительного числа тепловодных силикофлагеллат родов Mesocena и Dictyocha. Умеренно-холодные поверхностные воды, вероятно, оказывали влияние на формирование диатомовых комплексов в интервале 608-30-2-608-29-3. Умеренно-холодноводные ассоциации содержат высокий процент бореальных видов, таких как Coscinodiscus marginatus, C. oculus-iridis (?), Rhizosolenia hebetata, Thalassiosira excentrica и холодолюбивых силикофлагеллат рода Distephanus.

Для времени формирования осадков интервала 608-30-2,1-608-29-6 характерны изменения в океанологической ситуации региона, связанной, вероятно, с падением уровня океана и усилением активизации прибрежных вод. Океанологические изменения отразились на экологической структуре диатомового комплекса, в котором появилась группа неритических диатомей, таких как Actinocyclus ehrenbergii, Stephanopyxis sp., Paralia sulcata, Macrora stella и единичные пресноводные диатомеи – Aulacosira islandica и A. granulata.

Скв.609 вскрыла мощный разрез (42 керна, 399,4 м), в котором диатомеи образуют заметные концентрации только в верхних 28 кернах. По данным изучения диатомей (Baldauf, 1986), в этом интервале разреза встречены умеренно-тепловодные ассоциации, позволяющие выделить плиоценовые (керны 28СС-15-1) и четвертичные (керны 14СС-1СС) зоны.

Нами изучены отложения базальной части разреза (керны 42-4–38-6). Снизу вверх по разрезу последовательно встречены единичные створки зональных видов диатомей: Denticulopsis praelauta (керн 42-4), Thalassiosira fraga (керн 40-2), Craspedodiscus aff. coscinodiscus (керн 38-6), что позволяет сопоставить осадки с самыми низами среднего миоцена.

В скв.611С позднемиоценовый комплекс диатомей встречен в интервале кернов 611С-41-6, 98-100 см - 611С-39-6, 96-99 см и представлен единичными, спорадически встречающимися зональными видами позднего миоцена - Thalassiosira yabei, Nitzschia porteri, Thalassiosira convexa в сочетании с Coscinodiscus marginatus, C. pseudoincertus, C. radiatus, Azpeitia nodulifer, A. crenulata, Stephanopyxis (Pergopyxis) turris, Thalassiosira excentrica, T. miocenica, T. leptopus, Hemidiscus cuneiformis, Roperia tesselata, Actinoptychus undulatus, Nitzschia marina, N. reinholdii, Chaetoceros spp.(споры). Таксономический состав диатомей позволяет условно считать отложения в интервале кернов 611С-41-6-611С-41-2 фрагментами верхнемиоценовых зон Thalassiosira yabei-Nitzschia porteri, а отложения в интервале кернов 611С-40-1-611С-39-6 фрагментами подзон А и В зоны Thalassiosira convexa.

В этих же интервалах разреза скв.611С встречен богатый и разнообразный комплекс позднемиоценовых силикофлагеллат хорошей сохранности с доминированием видов рода Mesocena: M. circulus, M. diodon, M. triodon, M. elliptica. В комплексе также присутствуют Distephanus speculum, D. crux, Dictyocha brevispina, D. fibula, Paradictyocha dumitrica. Отложения с силикофлагеллатами соответствуют, вероятно, частям зон Dictyocha brevispina и Dictyocha fibula.

Плато Роколл

В данном районе миоценовые осадки с кремневым планктоном (диатомеи и силикофлагеллаты) вскрыты скв.406 и 610.

Наиболее древние отложения с относительно представительной флорой диатомей, таксономический состав которой позволяет оценить возраст осадков, пройдены скв.406 (образцы 29-1, 49-51 см и 28-1, 100-102 см). По данным Дж.Балдофа (Baldauf, 1986). совместное нахождение в названных образцах видов Raphidodiscus marylandicus, Thalassiosira spumellaroides, Coscinodiscus rhombicus. Cestodiscus pulchellus и Coscinodiscus praenodulifer позволяет отнести отложения к нижнему миоцену (зона Rosiella paleacea или более молодая зона Craspedodiscus elegans).

Д.Бакри (Bukry, 1981), изучавший силикофлагеллат из осадков скв.406, отнес интервал кернов 406-33-406-31 к верхнеолигоценовой зоне Distephanus speculum haliomma. В этом же интервале он отметил многочисленные створки диатомеи Rocella gelida, пик обилия которой в Южной Атлантике (Gombos, 1983) отмечен непосредственно ниже границы олигоцена и миоцена. В соответствии с этими представлениями, граница между олигоценом и миоценом в скв.406 должна быть помещена непосредственно выше образца 406-33-1, 90-91 см.

Выше, в интервале разреза от керна 406-27 до керна 406-24 створки диатомей единичны и очень плохой сохранности, обильны лишь фрагменты Ethmodiscus. В обр.406-25-2, 100–102 см встречен единственный экземпляр Coscinodiscus praenodulifer, характерный для нижнемиоценовых зон Rossiella paleacea и Craspedodiscus elegans (Barron, 1985). Стратифицировать рассматриваемый интервал не удается. Дж.Балдоф предполагает, что его можно сопоставить с нижним миоценом.

В осадках кернов 406-23–406-22 обычны среднемиоценовые диатомеи хорошей сохранности. В их состав входят Actinocyclus ingens, Craspedodiscus coscinodiscus, Denticulopsis punctata, D. hustedtii и др. Негативные признаки – отсутствие среди диатомей Coscinodiscus lewisianus (зонального вида более древней одноименной среднемиоценовой зоны) и Hemidiscus cuneiformis, впервые встречающегося в более молодой среднемиоценовой зоне Craspedodiscus coscinodiscus, позволяют отнести отложения к зоне Coscinodiscus gigas var. diorama среднего миоцена.

Таким образом, базальные зоны среднего миоцена Cestodiscus peplum и Coscinodiscus lewisianus в данном разрезе отсутсвуют. По данным Дж.Балдофа (Baldauf, 1986), в скв.610 диатомеи присутствуют в нижнем и среднем миоцене, отсутствуют в верхах среднего миоцена, в верхнем миоцене и низах плиоцена. В осадках от среднего плиоцена до голоцена диатомеи обильны. В раннемиоценовом интервале Дж.Балдоф выделяет зоны Craspedodiscus elegans (керны 27СС-25-3), Triceratium pileus (керны 25-2-24-3), Denticulopsis (= Crucidenticula) nicobarica (керн 24-1). Установлены также среднемиоценовые зоны Cestodiscus peplum (керны 23СС-17-1), Coscinodiscus lewisianus (керн 16СС-16-4), C. gigas var. diorama (керн 16-2) и Craspedodiscus coscinodiscus (керн 15СС-15-4).

По нашим данным, в скв.610 получена несколько иная стратиграфическая картина, отличная от установленной Дж.Балдофом, а положение границ некоторых зональных подразделений уточнено. Преимущественно тепловодный облик встреченных ассоциаций диатомей позволяет использовать для стратиграфического расчленения отложений зональную шкалу Дж.Баррона (Barron,1985). Вместе с тем, в кернах скв.610 встречены также немалочисленные бореальные виды, позволяющие стратифицировать осадки и в соответствии с зональной шкалой Дж.Баррона-А.Гладенкова, разработанной для бореальных широт Тихого океана (Barron, Gladenkov, 1995). Границы зональных подразделений в обеих шкалах проведены на основании первой или последней встречаемости видов-индексов. Для более уверенного определения приуроченности того или иного интервала изученного нами разреза к зонам нами были использованы также сведения о многочисленных датировочных уровнях диатомей (Barron, 1992; Baldauf, 1986).

Специфической особенностью исследованного материала является крайне редкое присутствие в комплексах диатомей зональных видов-индексов, в связи с чем определение положения зональных границ осуществлено нами с очень высокой степенью условности.

Наиболее древние отложения (керны 610-27-6, 1 см – 610-25-4, 1 см) по присутствию единичных створок вида Craspedodiscus elegans сопоставлены с одноименной зоной нижнего миоцена в тропической схеме Дж.Баррона. Косвенным подтверждением этого вывода является совместное нахождение Thalassiosira fraga и Coscinodiscus rhombicus. Диатомеи в этих образцах представлены створками очень хорошей сохранности, обильны и разнообразны. Комплекс включает Asteromphalus acutiloba, Actinocyclus barronii, Actinoptychus undulatus, Biddulphia thuomei, Cestodiscus trochus, Coscinodiscus marginatus, C. salisburyanus, Rhizosolenia praebarboi, Stephanogonia hanzawae и другие.

Интервал разреза (керн 25, секции 3, 2, 1 – керн 24, секции 3, 2), выделенный на основании негативных признаков – выпадения из комплекса Craspedodiscus elegans, Coscinodiscus rhombicus и отсутствия вида-индекса стратиграфически более молодой зоны Crucidenticula nicobarica, сопоставлен с зоной Triceratium pileus в тропической схеме Дж.Баррона. Диатомеи данной зоны представлены Coscinodiscus marginatus, C. lewisianus, С. salisburyanus, а в верхней части зоны (керн 24, секции 3, 2) - неритическими Paralia sulcata, Pseudopodosira witti, Pergopyxis marginata, P. turris, Stephanogonia hanzawae и пресноводной Aulacosira granulata. Состав диатомей свидетельстует о развитии в районе исследования в этот период относительно холодноводных условий.

Обильно развитый в зонах Craspedodiscus elegans и Triceratium pileus вид Thalassiosira fraga является видом-индексом одноименной среднемиоценовой зоны в бореальной шкале Дж.Баррона–А.Гладенкова. Таким образом, зоны Craspedodiscus elegans и Triceratium pileus тропической шкалы Дж. Баррона являются стратиграфическим эквивалентом верхней части зоны Thalassiosira fraga в бореальной шкале Дж.Баррона–А.Гладенкова.

В образцах кернов 24, секция 1; 23, секции 1-6; 22, секции 1-6; 21, секция 1; 20, секции 1 и 2; 19, секции 1-3 встречены единичные створки неритических диатомей Raphoneis sp., Pseudopodosira wittii, Paralia sulcata var. biseriata и на основании появления в образце из керна 23, секция 2 вида Crucidenticula nicobarica осадки отнесены к одноименной зоне тропической шкалы. По бореальной шкале данный интервал может быть сопоставлен с зоной Crucidenticula sawamura (ранее этот вид определялся как Denticulopsis nicobarica). Редкие и единичные диатомеи не позволяют надежно фиксировать верхнюю границу зоны Crucidenticula nicobarica, рассматриваемую в качестве границы нижнего и среднего миоцена. Условно эта граница определена нами по первой находке зонального вида среднемиоценовой зоны Cestodiscus peplum в образце из керна 18, секция 5.

Диатомен из вышерасположенной части разреза (от керна 18, секция 4 до керна 15, секция 1) включают Actinocyclus ingens, Coscinodiscus marginatus, C. radiatus, C. lewisianus, C. pseudoincertus, Craspedodiscus coscinodiscus, Denticulopsis hustedtii, Thalassiosira nitzschioides, Thalassiothrix longissima, виды рода Azpeitia: A. nodulifer, A. tabularis, A. vetustissimus. Они широко представлены в зональных подразделениях среднемиоценового интервала тропической схемы Дж.Баррона. На основании редких находок зональных видов Coscinodiscus lewisianus и Craspedodiscus coscinodiscus, а также стратиграфически важных видов, датировочные уровни которых определены (Hemidiscus cuneiformis, Thalassiosira yabei), вся толща стратифицируется на три зоны: зону Coscinodiscus lewisianus (керн 17, секции 1-6), где присутствует зональный вид; зону Coscinodiscus gigas var. diorama (керн 16, секции 1-6), где зональные виды отсутствуют, но флора сохраняет среднемиоценовый облик и характеризуется развитием неритических диатомей с доминирующими и массовыми Coscinodiscus pseudoincertus и Actinocyclus ehrenbergii; зону Craspedodiscus coscinodiscus с часто встречающимися Actinocyclus ingens, Coscinodiscus marginatus и Hemidiscus cuneiformis, более характерными для открытой части океана.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИЗВЕСТКОВОГО И КРЕМНЕВОГО ПЛАНКТОНА В МИОЦЕНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

Анализ рассмотренных материалов по таксономическому составу карбонатных и кремневых микроорганизмов, их экологическим характеристикам, стратиграфическому и географическому распространению в разных широтных зонах (от тропической до субарктической) Северо-Восточной Атлантики, а также состава и строения разрезов миоценовых осадков позволяет сделать следующие заключения.

 Наиболее важным в стратиграфическом отношении в Северо-Восточной Атлантике является известковый планктон, который постоянно встречается в миоценовых осадках, что позволяет проводить их детальное расчленение. Сохранность и видовое разнообразие его ассоциаций подвержены значительным колебаниям и определяются глубиной осадконакопления, широтным положением разрезов и климатическими изменениями на протяжении миоцена, а также воздействием локальных факторов (особенности циркуляции водных масс, региональные апвеллинги и др.). Соответственно, в разных широтных зонах и районах меняется также и степень стратиграфической разрешаемости планктонных фораминифер и наннопланктона.

2. За исключением редких случаев, кремневые микроорганизмы не образуют заметных концентраций в разрезах. Как правило, относительно повышенные содержания кремневого планктона приурочены к определенным интервалам разрезов, маркируя периоды более благоприятных условий для его развития. Судя по разной стратиграфической приуроченности, развитие кремневого планктона на протяжении миоцена в открытых частях Северо-Восточной Атлантики и в ее прибрежных зонах было асинхронным и определялось региональными особенностями гидрологического режима. В районах вдоль африканского и европейского побережий его максимальное развитие приходилось на ранний миоцен, главным образом на его первую половину, и контролировалось, вероятно, интенсивностью регионального прибрежного апвеллинга. В открытых частях океана максимальная продуктивность кремневых микроорганизмов отмечена в среднем миоцене, что связано с эволюцией общей системы циркуляции водных масс в Северной Атлантике.

Распространение карбонатного планктона в масштабах всего региона подчиняется широтной климатической зональности. Однако нередко эта закономерность нарушается под влиянием местных особенностей гидрологического режима (поверхностная циркуляция, избирательное растворение, региональный апвеллинг). Вероятно, эти же факторы наравне с глобальными климатическими изменениями предопределяют и неравномерное распределение в разрезах кремневого планктона. Выявленные особенности географического распределения карбонатных и кремневых микрофоссилий, которые могут быть установлены только в результате региональных стратиграфических исследований, необходимо учитывать при расчленении разрезов, а также при интерпретации палеоклиматических и палеоокеанологических условий в конкретных районах.

4. Применение тропической-субтропической зональной шкалы по планктонным фораминиферам в Северо-Восточной Атлантике возможно приблизительно до широты Бискайского залива. В тропической-субтропической области степень стратиграфической разрешаемости этой группы организмов также зависит от конкретных океанологических условий. В высоких широтах Северной Атлантики в миоцене выделяются стратиграфические единицы, которые в отсутствие тепловодных видов-индексов могут быть лишь условно скоррелированы с зонами или интервалами зон тропической-субтропической шкалы. В бореальной и субарктической областях широкое развитие в миоцене получили специфические группы планктонных фораминифер, которые характерны для миоценовой фауны Новозеландского региона, находившегося в это время приблизительно в той же широтной зоне Южного полушария. Вместе с тем, общий состав и более высокое видовое разнообразие миоценовых фораминифер бореальной области Северо-Восточной Атлантики свидетельствует о существовании здесь относительно более тепловодных условий по сравнению с Новозеландским регионом, т.е. о наличии уже в миоценовое время отчетливой асимметрии в широтной климатической зональности в Северном и Южном полушариях.

5. В изученных широтных областях Северо-Восточной Атлантики состав карбонатного планктона отражает глобальную тенденцию климатических изменений на протяжении миоцена. Наиболее тепловодные условия были характерны для раннего миоцена с максимумом на рубеже раннего и среднего миоцена. Начиная с середины среднего миоцена фиксируется прогрессирующее похолодание. В прибрежных областях эта тенденция осложнялась влиянием регионального апвеллинга.

6. Прибрежные области Северо-Восточной Атлантики в миоценовое время характеризовались широким развитием эрозионных процессов, что нашло отражение в стратиграфических перерывах и переотложении планктона во многих разрезах. Вдоль африканского и европейского побережий отчетливо выделяются два эрозионных события, которые приурочены к рубежам раннего и среднего, среднего и позднего миоцена, что указывает на интенсификацию придонной циркуляции в эти периоды.
Глава З

СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

В пределах Восточного Средиземноморья миоценовые отложения прекрасно развиты во многих районах – Кипр, Южная Турция, Сирия, Ливан, прибрежные районы Израиля, юг Синайского полуострова (Египет). Мы рассмотрим особенности стратиграфии, фауны и флоры и палеогеографии этого региона на примере миоцена Юго-Западного Кипра и Северо-Западной Сирии.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КИПР

Неогеновые отложения занимают значительное пространство юго-западной части Кипра – от г.Полис на западе до г.Лимассол на востоке (рис.14). Особенно хорошо они развиты в прогибе по рекам Курис и Криос, где наблюдаются полные разрезы отложений неогена. На поднятиях Мамония и Лимассол-Форест, расположенных, соответственно, к западу и востоку от прогиба, неогеновые отложения обнажены в виде отдельных пятен или обрамляют эти поднятия, а стратиграфическая последовательность осадков неполная, с рядом перерывов.

Литолого-стратиграфической характеристике неогеновых отложений Юго-Западного Кипра посвящены многочисленные публикации (Ovey, 1937; Henson et al., 1949; Cockbain, 1961; Pantazis, 1967, 1978; Baroz, Bizon, 1977; Turner, 1968; Orszag-Sperber, Rouchy, 1979; Orszag-Sperber et al., 1980;



Рис. 14. Кайнозойский прогиб Юго-Западного Кипра между р.Хапотами и р.Гермасогейа и положение основных разрезов миоцена Западный опорный разрез неогеновых отложений расположен по линии сел. Айос-Николаос-Арсос-Маллиа-Пахна-Прастио-Эвдиму-Писсури. Восточный опорный разрез миоценовых отложений расположен по линии сел. Килани-Айос-Георгиос-Аласса-Полемидиа. 1 – донеогеновые породы; 2 – выходы неогеновых отложений; 3 – четвертичные осадки Rouchy et al., 1980; Paine, Robertson, 1995; Robertson, 1977; Robertson, Dixon, 1984; Robertson, Grasso, 1995; Robertson, Hudson, 1974; Robertson, Eaton et al., 1991, 1995; Robertson, Kidd et al., 1995; Krasheninnikov, Kaleda, 1994). В результате этих исследований неогеновые отложения Юго-Западного Кипра были расчленены на серию литостратиграфических подразделений (формаций): Килани (частично), Арсос, Пахна, Калавасос и Писсури.

Во время полевых сезонов 1987 и 1990 годов нами были изучены неогеновые отложения по южному склону массива Тродос. Основное внимание было уделено двум непрерывным разрезам неогена: 1) в бассейне рек Криос и Курис (от сел. Килани к сел. Полемидиа) и 2) в бассейне рек Хапотами и Эвдиму (от сел. Айос-Николаос к сел. Арсос. Маллиа, Пахна, Эвдиму и Писсури) (рис.15–17). Сокращенные разрезы неогена осмотрены у сел. Пано-Паная, Катикас, Кили, Петрату-Ромиу, Акрунда, Каллепия, Струмби, Летимбу, Полеми. Анализ комплексов планктонных фораминифер и наннопланктона позволил решить геологические проблемы (возраст формаций, соотношение литологических границ с хроностратиграфическими, региональное распространение формаций и их латеральные изменения, геологическая история неогенового времени) и оценить особенности микрофауны и микрофлоры, как показателя общих биономических условий.



Рис. 15. Разрезы нижнемноценовых отложений в районе сел. Айос-Георгиос – монастыря Панагия Амаскоу Условные обозначения к рис. 15–17: 1 – известняк; 2 – мергель; 3 – глинистый известняк; 4 – песчанистый известняк; бопесчанистый известняк; 6 – глина; 7 – песок; 8 – песчаник; 9 – турбидиты; 10 – кремнистость; 11 – задернованный участок



Рис. 16. Разрезы миоценовых отложений между сел. Панагия Амаскоу и сел. Полемидиа Условные обозначения см. рис. 15

Формация Килани

Основная, большая по мощности часть отложений формации Килани имеет олигоценовый возраст. В разрезах у сел. Килани и Айос-Георгиос несомненный олигоцен заканчивается зоной Globigerina ciperoensis, где среди планктонных фораминифер многочисленны Globigerina ciperoensis, G. angulisuturalis, G. angustiumbilicata, G. praebulloides, G. ouachitaensis. В подчиненном количестве экземпляров встречаются Globorotalia nana, G. brevispira, Globigerinita unicava, Cassigerinella chipolensis, Dentoglobigerina rohri, Globorotaloides suteri. Мощность зоны у Айос-Георгиос около 50 м.

Выше следует зона Globorotalia kugleri с немногочисленными экземплярами индекс-вида в сочетании с G. brevispira, Globigerina praebulloides, G. juvenilis, G. angustiumbilicata, Catapsydrax unicavus, C. dissimilis, Globorotaloides suteri. Мощность зоны в разрезе у Килани 16 м. Эта зона традиционно помещалась в кровлю олигоцена (хаттского яруса), чему следуем и мы в настоящей работе. Однако в последнее время высказывается предположение о переносе ее в миоцен.

Самая верхняя часть формации Килани сложена зеленовато-серыми мергелистыми известняками и мергелями с подчиненным количеством прослоев биомикритовых известняков. Эта пачка принадлежит уже к базальной части нижнего миоцена. Отложения характеризуются фораминиферами зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri, комплекс которых включает редкие экземпляры Globigerinoides primordius и



Рис. 17. Разрез мноценовых отложений от сел. Айос-Николаос к сел. Арсос – Маллиа – Пахна – Прастио – Эвдиму Условные обозначения см. рис. 15

более многочисленные Globorotalia kugleri, G. nana, G. siakensis, Globigerina venezuelana, G. juvenilis, G. woodi, G. praebulloides, Globoquadrina praedehiscens, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus. Мощность этой пачки у селения Килани невелика – 15 м. В разрезе по реке Курис у селения Айос-Георгиос эта зона не установлена из-за плохой обнаженности.

По наннопланктону в верхней (олигоценовой) части формации Килани выделяются зоны Sphenolithus distentus (NP24) и Sphenolithus ciperoensis (NP25), причем последняя коррелируется условно с фораминиферовой зоной Globigerina ciperoensis и достоверно – с зоной Globorotalia kugleri.

Зона Sphenolithus distentus содержит около 20 видов наннофоссилий. Верхняя граница зоны определяется исчезновением вида-индекса, содержание которого снизу вверх по разрезу снижается. Основной фон составляют мелкие виды Reticulofenestra, обычны виды группы Coccolithus pelagicus, заметны массивные розетковидные дискоастеры, а также виды Cyclicargolithus abisectus, Reticulofenestra dictyoda. Среди дискоастеров определены Discoaster woodringi, D. adamanteus, выше к ним присоединяются D. deflandrei, D. aulakos, присутствующие в отдельных образцах, а также Helicosphaera recta, H. euphratis, H. compacta. Отмечены спорадические находки Braarudosphaera bigelowi, Zygrhablithus bijugatus, Sphenolithus moriformis, S. predistentus.

В отложениях следующей зоны Sphenolithus сірегоепsis вид-индекс не найден. Достоверность установления этой зоны связана с исчезновением вида-индекса предыдущей зоны и присутствием Cyclicargolithus floridanus и Reticulofenestra bisecta – видами-индексами двух подзон (CP19a и CP19b), на которые подразделяется зона Sphenolithus ciperoensis в схеме Д.Бакри. У ее нижнего рубежа комплекс пополняется также Cruciplacolithus tenuiforatus и мелкими, не определенными до вида сравнительно многочисленными Helicosphaera, спорадически присутствуют Н. гесtа и Н. compacta. Выше оба вида-индекса подзон становятся менее многочисленными и прослеживаются не во всех образцах.

Рассматриваемые зональные подразделения разделены интервалом с бедной олигоценовой наннофлорой, вероятно, относящейся к низам зоны Sphenolithus ciperoensis. Эти слои содержат планктонные фораминиферы зоны Globigerina ciperoensis.

Зона Triquetrorhabdulus carinatus (NN1) с подзонами Cyclicargolithus abisectus и Discoaster deflandrei (CN1a, CN1b) выделена по появлению Triquetrorhabdulus carinatus. Виды-индексы подзон – транзитные для этой части разреза. Насыщенность осадков наннофоссилиями чрезвычайно мала. Объем мелких кокколитов возрастает, а видовой состав представлен наиболее устойчивыми к растворению и разрушению видами. Видиндикатор верхней подзоны редок, однако массивные дискоастеры – Discoaster woodringi и D. adamanteus - увеличивают здесь свою численность. В зоне Triquetrorhabdulus carinatus встречены единичные Sphenolithus moriformis и заканчивают существование Helicosphaera recta, H. compacta и Reticulofenestra bisecta.

Зона Triquetrorhabdulus carinatus соответствует фораминиферовой зоне Globigerinoides primordius– Globorotalia kugleri, т.е. и по данным наннопланктона и фораминифер формация Килани включает базальные слои нижнего миоцена.

Зоны Sphenolithus distentus, Sphenolithus ciperoensis и Triquetrorhabdulus carinatus выделены в разрезе Перапеди (у селения Килани). Таким образом, здесь наблюдается постепенный переход от олигоцена к миоцену. В разрезе Айос-Николаос достоверно установлена зона Sphenolithus distentus и условно – зона Sphenolithus ciperoensis. Выше следует плохо обнаженный участок разреза, которому, очевидно, соответствует интервал зоны Triquetrorhabdulus carinatus.

В целом, осадки олигоцена обнажены лишь в верховьях рек Курис (селение Айос-Георгиос), Криос (селение Килани) и Диарризос (селение Айос-Николаос). На западе, в области развития комплекса Мамония, и на востоке, в области Лимассол-Форест, олигоценовые отложения не установлены. Очевидно, Южный Кипр в олигоценовое время был отмечен регрессивной фазой геологического развития.

Формация Арсос

Формация Арсос сложена преимущественно белыми крепкими плитчатыми известняками. Ее отложения прекрасно обнажены в трех основных разрезах: у сел. Пано-Паная, вдоль автомобильной дороги от сел. Айос-Николаос к сел. Арсос и по правому борту долины реки Курис в районе сел. Айос-Георгиос. В последних двух разрезах формация Арсос согласно залегает на мергелистых известняках формации Килани, а у сел. Пано-Паная – со скрытым несогласием располагается на породах среднего зоцена.

Основа формации Арсос представлена белыми, по внешнему виду мелоподобными известняками, обычно с плитчатой отдельностью и структурами диагенетического растворения. Эти известняки переслаиваются со светло-серыми скорлуповатыми биомикритовыми известняками, несущими следы биотурбации, а также калькаренитами светлорозового цвета. Биомикритовые известняки образуют прослои мощностью до 10 см. Доля калькаренитов в разных разрезах различна. Они редки у сел. Пано-Паная, тогда как в разрезах у сел. Айос-Николаос и Айос-Георгиос местами слагают до 1/4 разреза. Мощность их прослоев колеблется от 2 см до 1 м. По текстурным особенностям большая часть калькаренитов относится к кальциотурбидитам, но выделяются разности, соответствующие отложениям течений и турбидных потоков. В верхней части толщи плитчатых известняков в районе селения Пано-Паная залегают три горизонта отложений дебрисфлоу мощностью до 3 м каждый. Они представлены

карбонатными конглобрекчиями, сложенными обломками водорослевых известняков, мелоподобных известняков и кремней формаций Средняя и Верхняя Лефкара (эоцен), песчаников, кремнистых аргиллитов и кремней комплекса Мамония (мезозой). Встречаются иглы морских ежей и обломки кораллов. Обломки плохо окатаны, как правило, имеют размер до 10 см при среднем размере 3–5 см, хотя встречаются и более крупные, в частности, куски целых пластов известняков формации Верхняя Лефкара длиной до 1 м.

Мощность толщи плитчатых известняков от 100 до 140 м.

Отложения формации Арсос имеют нижнемиоценовый возраст. В ее составе по планктонным фораминиферам установлены два подразделения:

– нерасчлененные зоны Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi (аквитанский ярус) характеризуются C. dissimilis, C. unicavus, Globigerina venezuelana, G. woodi, G. praebulloides, G. juvenilis, G. angustiumbilicata, Globoquadrina praedehiscens, Globorotalia siakensis в сочетании с немногочисленными экземплярами Globigerinoides trilobus;

- зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus (бурдигальский ярус), комплекс фораминифер которой включает многочисленные экземпляры последнего индекс-вида совместно с G. subquadratus, G. diminutus, Globigerina foliata, G. bollii, G. falconensis, G. angustiumbilicata, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia siakensis.

В разрезах по рекам Курис и Криос формация Арсос выражена в своем полном стратиграфическом объеме, и процесс осадконакопления в олигоценовое и нижнемиоценовое время здесь был непрерывным. В разрезе Пано-Паная формация Арсос представлена только зоной Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus, т.е. отложения бурдигальского яруса отделены от подстилающих известняков среднего эоцена крупным перерывом. В районе Лимассол-Форест (около сел. Акрунда) тонкослоистые известняки формации Арсос также содержат лишь микрофауну зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus. Они отделены от известняков верхнего эоцена (формация Верхняя Лефкара) логом, засыпанным грубыми конгломератами четвертичного возраста. Поэтому трудно решить, имеет ли место несогласие с выпадением отложений олигоцена и аквитанского яруса миоцена или же подобное соотношение формаций связано с тектоническим нарушением.

По наннопланктону в отложениях формации Арсос фиксируются три зональных подразделения. Зона Discoaster druggii (NN2) характеризуется появлением редких экземпляров вида-индекса, которому сопутствуют немногочисленные Discoaster deflandrei, Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus moriformis и др. В целом, комплекс наннофлоры по сравнению с таковым зоны Triquetrorhabdulus carinatus меняется мало.

Зона Sphenolithus belemnos (NN3) выделена по появлению вида-индекса. В этой зоне увеличивается насыщение пород наннопланктоном, а видовое разнообразие растет за счет появления Sphenolithus cf. dissimilis, Helicosphaera granulata, H. ampliaperta, Holodiscolithus macroporus. Продолжают существовать Discoaster druggii, D. deflandrei, D. adamanteus, D. woodringi, D. aster, виды рода Reticulofenestra и группы Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera euphratis, Sphenolithus moriformis.

Зоны Discoaster druggii и Sphenolithus belemnos в разрезах Перапеди и Айос-Николаос находятся в пределах интервала нерасчлененных фораминиферовых зон Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi. Отметим, что в разрезе Перапеди отложения этого возраста составляют нижнюю часть формации Арсос. В разрезе Айос-Николаос они охватывают также самые верхние слои формации Килани, что свидетельствует о некоторой асинхронности литологической границы в двух рассматриваемых разрезах.

В подошве зоны Helicosphaera ampliaperta (NN4) появляются немногочисленные экземпляры индекс-вида. Низы зоны в разрезе Перапеди отличаются высоким содержанием наннофлоры хорошей сохранности, среди которой обильны дискоастеры – Discoaster druggii, D. deflandrei, D. woodringi, D. adamanteus. В верхней ее части число видов в образце достигает 30. В зоне появляется много новых видов, особенно в ее верхней половине: Cyclicargolithus marismontium, Discolithina multipora, Helicosphaera californiana, H. carteri, H. obliqua, Coronocyclus nitescens, Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei, Sphenolithus compactus, Discoaster trinus, a также D. variabilis первый представитель тонколучевых дискоастеров, которые в среднем миоцене замещают плотные массивные розетковидные формы, содержание которых постепенно падает. Только в этой зоне определены Triquetrorhabdulus serratus и T. auricus. Здесь исчезают Helicosphaera euphratis, H. scissura, H. ampliaperta, Sphenolithus belemnos, Cyclicargolithus marismontium, Triquetrorhabdulus carinatus.

Поскольку существуют некоторые расхождения в проведении подошвы и кровли збны Helicosphaera ampliaperta, необходимо дать соответствующее разъяснение.

Верхняя граница зоны Sphenolithus belemnos, по шкале Мартини (Martini, 1971), обычно определяется по вымиранию индекс-вида зоны, хотя для проведения подошвы вышележащей зоны Helicosphaera ampliaperta предлагалось использовать и первое появление Sphenolithus heteromorphus (Bukry, 1972, 1973), которое происходит несколько раньше исчезновения Sphenolithus belemnos. Именно подобная картина наблюдалась в разрезе Айос-Николаос, где отмечен узкий интервал совместного присутствия обоих видов. Аналогичный комплекс наннофлоры встречен в разрезе скважины 375 на поднятии Флоренс (Ellis, Lohman, 1979), где основание зоны Helicosphaera ampliaperta маркируется появлением Sphenolithus heteromorphus. Поэтому в разрезе Айос-Николаос за границу зон Sphenolithus belemnos и Helicosphaera ampliaperta также принимается первое появление в комплексе наннофлоры Sphenolithus heteromorphus (в сочетании с Helicosphaera ampliaperta).

Использование первого появления Sphenolithus heteromorphus как надежного репера для определения подошвы зоны Helicosphaera ampliaperta приводит к выделению зоны в несколько большем объеме, чем в зональной схеме Мартини, и соответствует объему одноименной зоны (CN3) шкалы Бакри и Okaga (Bukry, 1978a; Okada, Bukry, 1980).

Верхняя граница зоны Helicosphaera ampliaperta обычно определяется по вымиранию индекс-вида. Однако этот вид в разрезе Айос-Николаос встречается довольно редко, поэтому мы определяем верхнюю границу зоны по первому появлению Discoaster exilis и Discoaster variabilis. Это событие используется и в разрезе скважины 375 на плато Флоренс для определения кровли зоны Helicosphaera ampliaperta (CN3).

Несмотря на указанные нюансы в проведении подошвы и кровли зоны Helicosphsera ampliaperta (NN4 и CN3) ее границы в разрезах Перапеди и Айос-Николаос очень близко совпадают с таковыми фораминиферовой зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus.

Формация Терра

В долине реки Мавроколимбос к отложениям нижнего миоцена относится крупный оползневой блок органогенно-обломочных грубослоистых известняков формации Терра. Они сложены раковинным детритом, остатками крупных бентосных фораминифер. водорослей, игл морских ежей и примесью терригенного материала. Отдельные прослои содержат угловатые обломки и гальку карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород комплекса Мамония, а также карбонатов и кремней палеогена. Присутствие Miogypsina свидетельствует о нижнемиоценовом возрасте осадков. Очевидно, в области развития комплекса Мамония часть плитчатых известняков формации Арсос замещается мелководными известняками формации Терра. К сожалению, они наблюдались нами только в тектоническом (или оползневом) блоке.

Формация Пахна

Карбонатные отложения формации Пахна пользуются очень широким распространением на территории Южного Кипра. Выходы их занимают обширное пространство между Лимассол-Форест на востоке и рекой Диарризос на западе. В виде отдельных пятен они обнажены в области развития комплекса Мамония.

К найдучшим разрезам формации Пахна относятся разрезы: 1) вдоль дороги Аласса-Полемидиа и 2) вдоль дороги Арсос-Маллиа-Эвдиму. В этих разрезах отложения формаций Арсос и Пахна связаны постепенным переходом. Аналогичное соотношение наблюдается и в разрезе Акрунда. В районе Петра-ту-Ромиу, в верховьях реки Мавроколимбос (селения Кили и Струмби), около селения Катикас и других формация Пахна различными своими горизонтами несогласно располагается на микститах формации Катикас, известняках маастрихта (формация Нижняя Лефкара) и среднего-верхнего зоцена (формация Верхняя Лефкара).

В полных и непрерывных разрезах суммарная мощность формации Пахна к югу от массива Тродос – 350–370 м, тогда как к западу от массива (в районе селений Кили и Струмби) около – 150 м, а в районе Петра-ту-Ромиу – около 100 м. По литологическим особенностям слагающих формацию пород, она может быть подразделена на несколько пачек.

В нижней части формации залегает пачка переслаивания светло-серых мелоподобных известняков, слагающих основную часть разреза, с зеленовато-серыми мергелями, светло-серыми и желтыми калькаренитами и фиолетово-серыми и серыми толстослоистыми мергелистыми породами, обогащенными органическим веществом. Все породы интенсивно биотурбированы. В сравнении с подстилающими отложениями низов миоцена породы формации Пахна более легкие и вязкие. Для них характерно низкое содержание нерастворимого остатка (в мелоподобных известняках около 10%, в калькаренитах – 3,4%). Мощность слоев мелоподобных известняков от 0,5 до 1,5 м, калькаренитов, обладающих четким турбидитным строением, 1,0–1,2 м. Мощность нижней толстослоистой пачки около 100 м.

Выше залегает пачка из того же набора пород, но более тонкослоистая. Мощность слоев уменьшается до 10–20 см и лишь отдельные прослои имеют большую мощность. Выделяются пачки существенно мергелистые или калькаренитовые. Некоторые интервалы обогащены органическим веществом, содержат углефицированные остатки растений и вкрапленность пирита. Выделяются горизонты мощностью до 2 м тонкого переслаивания темно-серых, почти черных мергелей, содержащих углефицированные остатки растений, и рыхлых неслоистых калькаренитов с мощностью индивидуальных слоев 0,1–5 см.

Матрикс этих мергелей сложен криптозернистым карбонатным материалом. Текстура пород слоистая, обусловлена распределением углистого вещества и обломочного материала. Содержание СаСО₃ в мергелях около 50%, нерастворимого остатка – около 24%. Мощность отложений слоистой пачки в районе сел. Пахна – 80 м, по дороге Аласса-Полемидиа – около 135 м.

Еще выше залегает существенно калькаренитовая пачка с мощностью слоев до 0,7 м. Наряду с остатками раковин, калькарениты содержат значительное количество переотложенных обломков биомикритовых известняков и терригенного материала песчаной, реже гравийной размерности. Породы обладают градационной слоистостью. Калькарениты переслаиваются с интенсивно биотурбированными биомикритовыми мелоподобными известняками. По дороге Аласса-Полемидиа в пачке встречены следы подводных оползней с образованием сингенетических брекчий. Мощность пачки в районе сел. Пахна 45 м, по дороге Аласса-Полемидиа возрастает до 125–130 м.

Завершает разрез слоистая пачка. В нижней части ее строение сходно с таковым нижней слоистой пачки. В верхней части она характеризуется наличием следов подводных перемывов, часто с образованием сингенетичных брекчий мощностью до 1,5 м. Отдельные пласты калькаренитов мощностью до 1,5 м и слои мелоподобных известняков сильно литифицированы, резко отличаясь по крепости от относительно слабо литифицированных и рыхлых пород основной части пачки. Породы обогащены терригенным материалом (песчаной и иногда гравийной размерности), а также содержат обломки водорослей, раковин и кораллов. Частота встречаемости сингенетичных брекчий и количество обломочного материала разного генезиса вверх по разрезу увеличиваются. Для самой кровли пачки типично наличие горизонтов гравелитов (у селения Пахна), органогенно-обломочных известняков (район Петра-ту-Ромиу), карбонатных брекчий (верховья реки Мавроколимбос) мощностью от 1,5 до 8 м. Суммарная мощность верхней слоистой пачки в районе сел. Пахна более 80 м.

Отложения формации Пахна соответствуют крупному интервалу геологического времени – верхней части нижнего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa), среднему миоцену и нижней части верхнего миоцена (тортонскому ярусу). При этом в качестве границы нижнего и среднего миоцена принимается уровень (datum plane) эволюционного появления Orbulina, т.е. подошва зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda. Если следовать стратиграфической номенклатуре Италии, то формацию Пахна нужно коррелировать с лангийским и серравальским ярусами среднего миоцена и тортонским ярусом верхнего миоцена.

По планктонным фораминиферам выделяется следующая серия зон.

Зона Praeorbulina glomerosa характеризуется P. glomerosa glomerosa, P. glomerosa circularis, P. glomerosa curva, P. transitoria, Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, G. subquadratus, G. diminutus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia siakensis, G. peripheroronda, G. praescitula, Globigerina bollii, G. praebulloides, G. woodi, G. druryi, G. falconensis, G. angustiumbilicata. Эта микрофауна свойственна нижней пачке толстослоистых мелоподобных известняков (нижний миоцен).

Зона Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda отмечена появлением многочисленных экземпляров Orbulina suturalis и Biorbulina bilobata, совместно с которыми встречаются Globorotalia peripheroronda, G. siakensis, G. obesa, Praeorbulina glomerosa, P. transitoria, Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, G. obliquus, Globoquadrina altispira, G. dehiscens, Globigerina druryi, G. bulloides, G. woodi, G. falconensis.

Нерасчлененные зоны Globorotalia peripheroacuta, Globorotalia fohsi lobata, Globorotalia fohsi robusta и Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi. В этом стратиграфическом интервале планктонные фораминиферы многочисленны и довольно разнообразны – Orbulina suturalis, Biorbulina bilobata, Globigerinoides obliquus, G. bollii, G. trilobus, G. subquadratus, Globigerina druryi, G. bulloides, G. decoraperta, G. falconensis, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia siakensis, G. obesa, G. praescitula, G. scitula. Однако виды рода Sphaeroidinellopsis и групп Globorotalia fohsi и Globorotalia praemenardii отсутствуют, что препятствует детальному расчленению осадков.

Два последние подразделения относятся к среднему миоцену и приурочены к пачке частого переслаивания известняков, калькаренитов и глин.

Зона Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis, где появляются Globigerina nepenthes и Orbulina universa, а Globorotalia siakensis становится очень редкой. Прочие планктонные фораминиферы представлены Globigerinoides obliquus, G. bollii, G. trilobus, Biorbulina bilobata, Globoquadrina altispira, G. dehiscens, Globigerina bulloides, G. druryi, G. decoraperta, G. falconensis, Globorotalia scitula, Orbulina suturalis. Этой зоной практически заканчивается средний миоцен. Она установлена в нижней части пачки калькаренитов.

Зона Globorotalia acostaensis, где доминируют Orbulina universa, Globigerinoides extremus, Globigerinella aequilateralis, Globigerina nepenthes, G. bulloides. Редки, но очень характерны Globorotalia merotumida, G. acostaensis, G. menardii, G. scitula. Совместно с ними встречаются Biorbulina bilobata, Orbulina suturalis, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globigerinoides bollii, G. trilobus, G. obliquus, Globigerina decoraperta, G. quinqueloba, G. falconensis. Осадки с этим комплексом фораминифер принадлежат тортонскому ярусу (верхний миоцен). Фораминиферы многочисленны в верхней части пачки калькаренитов. Их состав сохраняется и в терминальной пачке крепких слоистых известняков с терригенным материалом, но в этих мелководных отложениях они редки и плохой сохранности.

По результатам изучения наннопланктона отложения формации Пахна соответствуют серии зон шкалы Мартини, охватывая верхнюю часть нижнего миоцена (зона Sphenolithus heteromorphus), средний миоцен и нижнюю часть верхнего миоцена (нерасчлененные зоны Discoaster hamatus и Discoaster calcaris). Наиболее богатый и разнообразный наннопланктон прекрасной сохранности характерен для зоны Sphenolithus heteromorphus. Выше по разрезу распределение наннофлоры становится все более и более дискретным – отдельные горизонты содержат достаточно полные и разнообразные комплексы, перемежаясь с интервалами со скудными и невыразительными ассоциациями, а в самой верхней части разреза лишь отдельные образцы содержат обедненный наннопланктон плохой сохранности.

Эти особенности наннофлоры приводят к некоторым затруднениям при стратиграфическом расчленении отложений формации Пахна, причем разрезы Айос-Николаос и Перапеди характеризуются своими индивидуальными особенностями.

В основании формации Пахна располагается зона Sphenolithus heteromorphus (NN5).

В разрезе Айос-Николаос, как уже отмечалось, нижняя граница этой зоны определяется первым присутствием в комплексе наннопланктона тонких и изящных шестилучевых дискоастеров – Discoaster exilis, Discoaster variabilis. Они появляются одновременно, хотя в океане D. variabilis известен немного раньше. В этой зоне отмечается увеличение численности Discoaster deflandrei. В скв.375 на плато Флоренс численность D. deflandrei также заметно возрастает, что является характерной особенностью данного интервала и в океанических разрезах.

Другой отличительной чертой зоны служит широкое развитие представителей семейства Prinsiaceae. Разнообразные ретикулофенестриды составляют значительную долю комплекса. Кроме того, здесь присутствуют многочисленные хеликосферы и рабдосферы.

Кровля зоны определяется вымиранием вида Sphenolithus heteromorphus.

Рассматриваемая зона в разрезе Айос-Николаос соответствует фораминиферовым зонам Praeorbulina glomerosa (нижний миоцен) и Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (базальная часть среднего миоцена), т.е. граница нижнего и среднего миоцена по данным наннопланктона проходит внутри зоны Sphenolithus heteromorphus.

Комплекс наннофлоры следующей зоны Discoaster exilis (NN6) в разрезе Айос-Николаос более бедный и хорошо определяется лишь в отдельных образцах. Дискоастеры становятся чрезвычайно редкими и часто установить их видовую принадлежность крайне трудно из-за сильного "обрастания". Редкие Discoaster deflandrei, D. variabilis, D. cf. exilis встречены вместе с Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, Coronocyclus nitescens, Rhabdosphaera sp., Reticulofenestra pseudoumbilica, R. sp., Sphenolithus moriformis. Кровля зоны определяется по первому появлению в комплексе наннофлоры вида Discoaster kugleri.

Вышележащие осадки среднего миоцена относятся к нерасчлененным зонам Discoaster kugleri (NN7) и Catinaster coalitus (NN8). В базальном слое присутствует весьма разнообразный комплекс наннопланктона великолепной сохранности – Сосcolithus pelagicus, Calcidiscus macintyrei (обильно), C. leptoporus, Cyclicargolithus floridanus (редко), Helicosphaera sp., H. carteri, H. granulata, Discoaster exilis, D. variabilis, единичные D. kugleri, D. sp., Rhabdosphaera clavigera, Pontosphaera sp. Впервые появляются представители рода Scyphosphaera – S. tubifera, S. amphora, S. sp. К сожалению, это единственный уровень с богатым комплексом зоны Discoaster kugleri в этом разрезе. Выше присутствует очень бедная ассоциация, включающая такие долгоживущие виды, как Coccolithus pelagicus, Helicosphaera carteri, Reticulofenestra sp.

Как указывала К.Мюллер (Mueller, 1972), вид Discoaster kugleri в Средиземноморье имеет более тонкие лучи по сравнению с океаническими формами, что обусловлено снижением температуры водной массы. Действительно, в нашем материале экземпляры D. kugleri имеют более удлиненные лучи и менее массивны.

Граница зон Discoaster kugleri и Catinaster coalitus в океанах определяется по появлению видаиндекса Catinaster coalitus. Этот вид в разрезе Айос-Николаос не найден. Не найден он и в скв.375, причем причиной его отсутствия предполагается снижение водных температур в это время.

Разрез Айос-Николаос (ниже мессинских гипсов) заканчивается осадками нерасчлененных зон Discoaster hamatus (NN9) и Discoaster calcaris (NN10).

Подошва зоны Discoaster hamatus по шкале Мартини определяется появлением вида-индекса, время существования которого соответствует продолжительности зоны. Однако в разрезе Айос-Николаос этот вид не обнаружен. Нет D. hamatus и в скв.375 на плато Флоренс. К.Эллис и У.Ломан (Ellis, Lohman, 1979) считают, что отсутствие D. hamatus связано со снижением водных температур, так как этот вид очень чувствителен к малейшим колебаниям температур, в отличие от других дискоастеров.

Поэтому критерием для проведения подошвы зоны Discoaster hamatus нами принимается первое появление пятилучевых дискоастеров в комплексе наннофлоры. Этот важный рубеж в развитии рода Discoaster – появление первых пятилучевых форм – в океанах фиксируется на нижней границе данной зоны и также используется при стратиграфическом расчленении в скв.375 на плато Флоренс (наряду с последним присутствием Discoaster exilis).

В базальных слоях рассматриваемого интервала впервые встречены две пятилучевые формы – Discoaster cf. bellus, D. cf. calcaris вместе с Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra sp., Helicosphaera carteri, что дает основание для проведения нижней границы зоны Discoaster hamatus. Выше по разрезу присутствуют лишь два-три вида наннопланктона. В одном из образцов встречены единичные экземпляры Discoaster cf. neorectus. Этот вид имеет чрезвычайно узкий стратиграфический интервал, приуроченный к верхней части зоны Discoaster calcaris. Поэтому мы предполагаем, что венчает формацию Пахна зона Discoaster calcaris, что подтверждается данными по планктонным фораминиферам (зона Globorotalia acostaensis).

Таким образом, по наннопланктону положение границы среднего и верхнего миоцена близко совпадает с таковым по планктонным фораминиферам (интервал верхней части зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis и зоны Globorotalia continuosa).

В разрезе Перапеди формация Пахна также начинается зоной Sphenolithus heteromorphus (NN5), нижняя граница которой фиксируется исчезновением Helicosphaera ampliaperta. В ней наннопланктон достаточно обилен и хорошей сохранности. В некоторых образцах видовое разнообразие достигает 38 таксонов. Эта зона является верхним пределом все еще заметного распространения массивных дискоастеров, которые выше становятся малочисленными и эпизодическими. Широко развиты хеликосферы, достигающие значительного видового разнообразия, обычны виды группы Coccolithus pelagicus.

Впервые в разрезе определены Discoaster saundersi, D. exilis, D. kugleri, D. pseudovariabilis, Helicosphaera minuta, H. burkei, Discolithina japonica, Pontosphaera plana, Umbilicosphaera jafari. Последнее присутствие отмечено для видов Helicosphaera intermedia, Cyclicargolithus floridanus, Pontosphaera plana, Discoaster aster, D. adamanteus, D. woodringi, D. druggii, D. saundersi, Sphenolithus compactus.

В разрезе Перапеди зона Sphenolithus heteromorphus коррелируется лишь с фораминиферовой зоной Praeorbulina glomerosa (нижний миоцен), т.е. ее кровля практически совпадает с границей нижнего и среднего миоцена. Подобное обстоятельство может быть связано с двумя причинами: 1) видиндекс зоны вблизи уровня своего вымирания встречается редко, подчас в единичных экземплярах, и в силу этого в разрезе Перапеди в базальных слоях среднего миоцена мог быть не обнаружен; 2) существуют проблемы с определением объема вида Discoaster kugleri и интервала его распространения – К.Мюллер (Mueller, 1978) отмечает, что средиземноморские экземпляры D. kugleri имеют более тонкие и длинные лучи, нежели океанические формы, и не всегда характеризуются типичным обликом.

Выше следует интервал нерасчлененных зон Discoaster exilis (NN6) и Discoaster kugleri (NN7). Нижняя граница проводится по исчезновению из разреза Sphenolithus heteromorphus. Оба видаиндекса появляются внутри зоны Sphenolithus heteromorphus-Discoaster exilis известен уже в низах зоны, a D. kugleri – несколько выше. Численность экземпляров последнего заметно возрастает в подошве расматриваемого интервала и только здесь определены Sphenolithus tribulosus и Discoaster bollii. Из других, не встреченных ранее видов, установлен лишь Triquetrorhabdulus rugosus. В данном подразделении широко развиты хеликосферы, дискоастеры, виды "группы дисколитин" – Discolithina, Pontosphaera, Holodiscolithus. Повышенным содержанием отличается Calcidiscus macintyrei, а в верхних слоях – Helicosphaera carteri и все большее значение приобретают виды рода Rhabdosphaera.

Самое высокое число видов (38) отмечено в базальных слоях, выше оно снижается (до 16 видов), где падает и общее содержание наннофоссилий, а их распространение становится неравномерным. Постепенно начинают утрачивать значение дискоастеры, среди которых в последний раз встречены Discoaster deflandrei, D. pseudovariabilis и D. challengeri. Разнообразие хеликосфер не меняется, а группа Coccolithus pelagicus образует максимальные скопления в разрезе, составляющие в некоторых образцах более четверти объема комплекса. Сокращается доля сфенолитусов, их разнообразие снижается до 2-х видов. В этой части разреза процесс появления новых видов и вымирания старых сводится к минимуму. Подобные признаки свидетельствуют, очевидно, о снижении температур поверхностных вод.

Нерасчлененные зоны Discoaster exilis и Discoaster kugleri соответствуют нижней части среднего миоцена. Верхней части последнего отвечает зона Catinaster coalitus.

Зона Catinaster coalitus (NN8) выделена условно по присутствию эпизодических экземпляров видаиндекса очень плохой сохранности. В зоне резко падает качество и численность дискоастеров, их формы приобретают угнетенные размеры и часто неправильные очертания. Зону характеризует исчезновение многих видов: Helicosphaera californiana, Discolithina japonica, Discoaster exilis, D. kugleri, Calcidiscus leptoporus, Cruciplacolithus tenuiforatus, Umbilicosphaera jafari. В то же время увеличивается содержание в комплексе Calcidiscus macintyrei и Helicosphaera carteri. Насыщенность пород наннофоссилиями снижается, вверх по разрезу разнообразие сокращается от 31 до 26 видов.

Верхняя толща формации Пахна (ниже эвапоритов мессинского яруса) по наннопланктону практически не поддается расчленению. В ее нижней части по единичной находке Discoaster hamatus выделена одноименная зона (NN9) с подзоной Д.Бакри Helicosphaera carteri (CN7a) с высоким содержанием вида-индекса. Верхний рубеж зоны (и подзоны) не установлен. В осадках кровли среднего-верхнего миоцена падает общее содержание кокколитов, представляющее собой единичные находки, и деградирует видовой состав комплексов (от 18 до 8 видов). В нижней части толщи в последний раз установлены Helicosphaera elongata, H. minuta, мелкие Helicosphaera sp., Discoaster hamatus, D. variabilis, Sphenolithus moriformis, в верхней части – Helicosphaera burkei, Holodiscolithus macroporus. Дискоастеры, встречающиеся только в базальных слоях фораминиферовой зоны Globorotalia acostaensis, большей частью угнетенные и неправильные, редки. Сфенолитусы присутствуют спорадически. Отсутствие дискоастеров в остальной части разреза свидетельствует о специфичности условий осадконакопления, связанных с возможным понижением температуры поверхностных вод, изменением солености и мелководьем.

Формация Калавасос

Отложения формации Пахна перекрываются широко развитыми во всем Средиземноморье (Hsu et al., 1973) эвапоритовыми отложениями мессинского яруса. В южной части Кипра эти отложения распространены в четырех синклинальных структурах: к юго-западу от массива Тродос с центром в районе селения Полеми, к югу от массива около селений Писсури и Аласса, на юго-востоке у селений Псематисменос и Калавасос. Этим отложениям посвящена обширная литература (Orszag-Sperber, Rouchy,1979; Orszag-Sperber et al., 1980, 1989; Pantazis, 1967, 1978; Baroz et al., 1978; Kluyver, 1969; Rouchy et al., 1980 и др.).

Очень обстоятельная литологическая характеристика мессинских эвапоритов, их палеогеографическая приуроченность к суббассейнам Полеми, Писсури, Аласса, Марони (Калавасос) и Месаориа, динамика их формирования (взаимодействие эвстатических и тектонических факторов) изложены в работе (Robertson, Eaton et al., 1995). Эти авторы рассматривают эвапоритовые отложения Кипра в качестве мелководных осадков, возникших в полузамкнутых и лагунных бассейнах в условиях частичного осушения Средиземного моря, эвстатического понижения уровня Мирового океана и активных тектонических движений верхнемиоценового времени. Самые мелководные осадки (глубина менее 10 м) формировались по периферии суббассейнов - крупнокристаллические, сахаровидные и полосчатые гипсы (селенит) и строматолитовые известняки. На более значительных глубинах (до 70 м) происходило хемогенное накопление тонкозернистого гипса (алебастр), причем значительное количество материала переотлагалось течениями и турбидными потоками из более мелководных зон. Кроме того, мутьевые потоки (debris flow) привносили также значительные объемы терригенного материала. Палеогеографическая и палеогидрологическая обстановки контролировались местными и региональными тектоническими движениями (от тектонической нестабильности до режима растяжения и рифтинга).

Отложения мессинского яруса (верхний миоцен, формация Калавасос) изучались нами в районе сел. Писсури, Эвдиму, Каллепиа, Струмби, Полемидиа, Летимбу. Их особенности можно кратко представить следующим образом.

В основании мессинского яруса к северу от сел. Эвдиму на отложениях формации Пахна залегает пачка переслаивания крепких светло-желтых органогенно-обломочных известняков и ракушняков без признаков турбидизации. У сел. Каллепиа нижняя часть мессинского яруса сложена пачкой переслаивания серых пелитоморфных известняков с серыми тонко- и горизонтальнослоистыми рыхлыми трепеловидными породами.

Средняя часть мессинского яруса представлена гипсами различного типа от мелкокристаллических слоистых до крупнокристаллических, иногда брекчированных. Мощность гипсоносной пачки колеблется от 30–40 м в районе селения Писсури до 80 м у селения Струмби.

Выше гипсов в районе селения Каллепиа залегают белые, массивные диатомиты с отдельными глинистыми прослоями. В районе селения Писсури строение верхней части мессинского яруса более сложное. В ее основании, непосредствено на гипсах залегает горизонт белых мягких мергелей мощностью около 1,5 м. Выше обнажается пачка переслаивания конглобрекчий, пелитоморфных, зернистых и органогенно-обломочных известняков с отдельными прослоями глин и калькаренитов. Здесь присутствуют пелитоморфные известняки, сложенные чистым криптокристаллическим кальцитом с очень низким содержанием нерастворимого остатка (4,28%), а также конглобрекчии, состоящие из окатанных, несортированных валунов размером до 20 см, сложенных пелитоморфными, ракушняковыми, органогенно-обломочными известняками и погруженных в карбонатный матрикс. В строении толщи принимают участие мергели, содержащие примесь терригенного материала. Мощность верхней, надгипсовой части разреза мессинского яруса в районе сел. Каллепия – 20 м, в районе сел. Писсури – 30 м.

В тонких прослоях глин и мергелей эвапоритовой формации Калавасос обнаружены лишь редкие мелкие раковины бентосных фораминифер – Streblus beccarii, Nonion sp., Elphidium macellum, Bulimina aculeata, Bolivina dilatata, Quinqueloculina sp. Микрофауна указывает на гидрологический режим, отклоняющийся от нормального.

Формация Писсури

Плиоценовые отложения формации Писсури на территории Юго-Западного Кипра занимают ограниченные пространства (Pantazis, 1967). Они хорошо обнажены в грабене Полис на крайнем юго-западе острова (Payne, Robertson, 1995), в среднем течении реки Эзуза у Летимбу и Каллепиа и на юге острова у мыса Аспро (селение Писсури). Разрез у Писсури можно рассматривать как типовой для плиоцена Юго-Западного Кипра.

Отложения плиоцена залегают на породах мессинского яруса и представлены переслаиванием светло-серых скорлуповатых мергелей и серо-зеленых или бурых глин. Породы содержат тонкую рассеянную примесь терригенного материала. В нижней части разреза встречаются прослои тонкои мелкозернистых песков или слабосцементированных песчаников с горизонтальной или линзовидной слоистостью мощностью от 5 до 25 см, а также плотных светло-серых мергелистых известняков мощностью до 10 см. В средней части толщи мергелей и глин появляются слои тонкозернистых горизонтальнослойстых калькаренитов, содержащих остатки растительного детрита. Мощность слоев до 1,5 м. В верхней части толщи они сменяются мелкозернистыми терригенными песчаниками желтого цвета, часто с элементами грубой косой слоистости. Мощность слоев песчаников 30-40 см. Мощность отложений плиоцена в районе сел. Писсури около 120 м.

Планктонные фораминиферы позволяют подразделить плиоценовые отложения на три стратиграфические единицы.

Плиоцен начинается акме-зоной Sphaeroidinellopsis, где доминируют обильные Sph. seminulina и Sph. subdehiscens. Совместно с ними встречаются Orbulina universa, Globigerinoides sacculifer, G. trilobus, G. extremus, G. obliquus, Globoquadrina altispira, Globorotalia acostaensis, G. scitula, Globigerina bulloides. Эта зона встречена также в основании плиоценового разреза в грабене Полис (Payne, Robertson, 1995).

Выше следуют осадки зоны Globorotalia margaritae evoluta. Они содержат очень богатый комплекс планктонных фораминифер – G. margaritae evoluta, Globigerinoides conglobatus, G. trilobus, G. ruber, G. sacculifer, G. extremus, G. obliquus, G. elongatus, Orbulina universa, Globoquadrina altispira, Globorotalia crassaformis, G. inflata, Globigerina bulloides, G. quinqueloba. Экземпляры Sphaeroidinellopsis subdehiscens очень редки.

Отложения этих двух зон составляют, очевидно, нижний плиоцен (занклийский ярус).

В верхней части разреза Писсури планктонные фораминиферы остаются довольно многочисленными, но их систематический состав обедненный – Globorotalia pseudopima, Orbulina universa, Globigerinoides ruber, G. sacculifer, G. trilobus, Globigerina bulloides, G. quinqueloba. Вероятно, отложения с этой микрофауной следует относить к верхнему плиоцену (пьяченцский ярус).

Терригенные осадки плиоцена характеризуются спорадическим развитием представительных комплексов наннофлоры. Кроме того, здесь обычны явления переотложения. Все это затрудняет стратификацию осадков по наннопланктону. В разрезе Писсури установлены зоны Ceratolithus tricorniculatus (NN12) (условно), Discoaster asymmetricus (NN14), Reticulofenestra pseudoumbilica (NN15) и Discoaster brouweri (NN18).

Отложения плиоцена с размывом перекрываются крупноглыбовой брекчией четвертичной системы. Обломки размером до 0,5 м представлены карбонатными породами формаций Пахна и Лефкара. В основании брекчий – отдельные линзы темно-зеленовато-серых и черных песков, состоящих из зерен пород офиолитового комплекса.

Основные особенности миоцена Юго-Западного Кипра

Особенности строения и геологического развития неоавтохтона Южного Кипра расшифровываются с помощью использования лито-стратиграфических единиц (формаций) в сочетании с детальными биостратиграфическими исследованиями (зональные шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону). При установлении формаций, используемых в нашем исследовании, мы принимали во внимание не только местные литологические особенности отложений, но и региональную геологическую обстановку Восточного Средиземноморья. Формации Килани, Арсос, Пахна, Калавасос и Писсури находят аналогов в странах Ближнего Востока (Сирия, Израиль).

Литологические и стратиграфические особенности олигоценовых и неогеновых отложений неоавтохтона позволяют наметить этапы геологического развития Юго-Западного Кипра. Они определяются влиянием комбинации тектонических, палеогеографических и палеогидрологических факторов – местного, регионального (Восточное Средиземноморье) и субглобального ранга.

Олигоцен отмечен регрессией. Отложения этого возраста установлены только в прогибе по рекам Курис, Криос и Диарризос, причем в карбонатных породах появляется тонкий терригенный (глинистый) материал.

Ранний миоцен следует рассматривать как начало неогеновой трансгрессии. Доминируют карбонатные пелагические осадки (плитчатые известняки), лишенные кремнистого планктона. Накопление их происходило в верхней части батиали. На поднятиях эти осадки замещались мелководными органогенно-обломочными известняками (формация Терра).

Максимум трансгрессии приурочен к поздней части раннего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa) и среднему миоцену. Пелагические карбонатные осадки формации Пахна (нижняя половина) пользуются наибольшим распространением.

Верхний миоцен отчетливо регрессивен. В карбонатных осадках тортонского времени обычен терригенный (песчано-алевритовый) материал, количество которого увеличивается в кровле тортонского яруса. В мессинское время на югозападе Кипра развиты преимущественно хемогенные отложения эвапоритовой формации – осадки мелководных полузамкнутых бассейнов и лагун.

Карбонатно-терригенные отложения плиоцена трансгрессивны, но это была трансгрессия ограниченного масштаба. Обломочный материал по составу разнообразен, но продукты разрушения пород офиолитового комплекса отсутствуют. Они появились лишь в четвертичных отложениях.

Таким образом, среди неогеновых отложений неоавтохтона доминируют карбонатные породы. Терригенный материал занимает подчиненное положение (верхний миоцен, плиоцен). Офиолитовый комплекс был выведен на поверхность лишь в четвертичное время, когда появились продукты его разрушения.

Аналогичные этапы геологического развития в олигоценовое и неогеновое время (с теми или иными модификациями) прослеживаются и в странах Ближнего Востока.

Миоценовые (и плиоценовые) отложения Юго-Западного Кипра содержат богатые комплексы планктонных фораминифер. К сожалению, их сохранность далеко не всегда удовлетворительная. Особенно это обычно для фораминифер из осадков нижнего миоцена (до зоны Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus включительно). Очень хорошей сохранностью характеризуются фораминиферы из отложений зоны Praeorbulina glomerosa и зоны Orbulina suturalis–Globorotalia peripheroronda. В вышележащих осадках среднего миоцена и верхнего миоцена (тортонского яруса) сохранность планктонных фораминифер снова оставляет желать лучшего.

Систематический состав планктонных фораминифер из отложений нижнего миоцена Юго-Западного Кипра почти не отличается от такового из одновозрастных осадков Атлантического океана, отсутствуют лишь Globigerinatella insueta и Sphaeroidinellopsis seminulina. В среднем миоцене различие резко возрастает. В осадках этого возраста на юго-западе Кипра не установлены виды группы Globorotalia fohsi (peripheroacuta, fohsi fohsi, fohsi lobata, fohsi robusta), линзовидные глобороталии – Globorotalia archaeomenardii, G. praemenardii, G. lenguaensis, a также Globorotalia (Clavatorella) bermudezi, Sphaeroidinellopsis seminulina, Sph. subdehiscens. Различие сглаживается в тортонское время - комплексы планктонных фораминифер близки и лишь вид Globorotalia merotumida редок в тортоне Юго-Западного Кипра. Наиболее различны комплексы планктонных фораминифер Северной Атлантики и Юго-Западного Кипра в плиоценовое время за счет таксономического обеднения микрофауны в последнем из названных регионов. Здесь не встречены Globorotalia tumida, G. multicamerata, G. pertenuis, G. pseudomiocenica, G. miocenica, G. exilis, G. tosaensis, Sphaeroidinella dehiscens, Pulleniatina obliquiloculata, Candeina nitida, B базальных слоях плиоцена наблюдается эпиболь представителей рода Sphaeroidinellopsis, что не свойственно плиоцену Северной Атлантики, но в вышележащих осадках зоны Globorotalia margaritae evoluta Кипра экземпляры Sphaeroidinellopsis seminulina и Sph. subdehiscens становятся совершенно единичными.

При расчленении миоценовых отложений Юго-Западного Кипра по наннопланктону использовалась главным образом зональная шкала Э.Мартини (Martini, 1971) и отчасти Д.Бакри (Bukry, 1978а). Для стратификации осадков миоцена, вскрытых скв.375 в рейсе 42А бурового судна "Гломар Челленджер" на поднятии Флоренс к западу от Кипра, применялась более дробная тропическая шкала Д.Бакри (Bukry, 1978а), причем практически все ее подразделения выделены в полном объеме (Ellis, Lohmann, 1979), как и в океанических разрезах. Отложения разрезов Айос-Николаос и Перапеди более мелководны по сравнению с миоценовыми осадками на поднятии Флоренс, и развитие наннопланктона здесь четко контролировалось местными экологическими факторами (батиметрическими, литологическими, гидродинамическими). Шкала Д.Бакри может быть применима для стратификации чисто карбонатных отложений нижнего и низов среднего миоцена.

Верхнеолигоценовый интервал беден наннопланктоном и труден для зонального расчленения. Здесь обычно представлена небогатая ассоциация, часто плохой сохранности, при отсутствии стратиграфически важных видов.

Отложения нижнего миоцена и нижней части среднего миоцена характеризуются богатыми комплексами наннофлоры прекрасной сохранности, стратиграфическое расчленение этого интервала не составляет проблемы.

Верхняя часть среднего миоцена содержит уже более обедненный комплекс наннопланктона, здесь исчезают наиболее тепловодные элементы. Сокращается число видов дискоастеров, наиболее важной стратиграфической группы.

Верхнемиоценовый интервал разреза наиболее труден для стратиграфического расчленения. Наннопланктон присутствует лишь на отдельных уровнях, чередуясь с интервалами со скудным и невыразительным, резко обедненным комплексом. В самой верхней части разреза лишь отдельные образцы содержат наннопланктон.

Более глубоководный разрез на плато Флоренс характеризуется и более богатым и разнообразным наннопланктоном на протяжении всего миоцена.

Скважины 375 и 376 были пробурены в 42А рейсе "Гломар Челленджер" на поднятии Флоренс – подводном продолжении Кипрской дуги, – которое является молодой тектонической структурой, отделяющей бассейн Анталия от Левантийского бассейна. Детальные литологические и биостратиграфические исследования миоценовых (домессинских) осадков призваны были воссоздать историю развития Восточного Средиземноморья до и после мессинского кризиса.

Скважина 375 была пробурена на южном склоне поднятия Флоренс и вскрыла плиоценчетвертичные осадки, мессинские эвапориты (мощностью менее 50 метров), отложения верхнего и среднего миоцена и была закончена в мергелях и известняках нижнего миоцена.

Скважина 376 пробурена на 12 км севернее скв.375, у южного края бассейна Анталия, вблизи места выклинивания мощной толщи мессинских эвапоритов. Здесь вскрыты плиоцен-четвертичные осадки и разрез закончен в эвапоритах, мощность которых составляет более 76 м.

Изучение наннопланктона в рейсе 42А, проведенное К.Мюллер (Mueller, 1978), показало, что широкое сообщение с океаном существовало в этом регионе в раннем миоцене (зона Sphenolithus belemnos) и первой половине среднего миоцена (зоны Sphenolithus heteromorphus, Discoaster exilis и Discoaster kugleri). Ассоциации наннофлоры полностью сопоставимы с ассоциациями открытоокеанических разрезов Атлантики, хотя имеют и ряд особенностей. Ограничение связи с открытым океаном и ухудшение климатических условий в среднем миоцене привело к снижению видового разнообразия наннопланктона. В обедненных комплексах наннофлоры либо отсутствуют индексвиды (так, зоны Catinaster coalitus, NN8 и Discoaster hamatus, NN9 не установлены в рейсе 42A), либо такие стратиграфически важные виды, как дискоастеры, имеют нетипичный облик, что наряду с их частичным растворением или вторичным обрастанием затрудняет определение или делает его практически невозможным. К.Мюллер отмечает нетипичный облик Discoaster kugleri и Discoaster calcaris по сравнению с океаническими формами. Кроме того, ассоциации наннопланктона в среднем и верхнем миоцене содержат большое количество переотложенных видов.

На фоне прогрессирующего обеднения наннофлоры отмечаются краткие эпизоды более благоприятных условий для ее развития. Так, в основании зоны Discoaster kugleri в скв.375 присутствует достаточно богатый комплекс наннопланктона, однако выше по разрезу ассоциация вновь становится скудной и невыразительной. Похожая картина наблюдается и в разрезе Айос-Николаос, где в базальном слое нерасчлененных зон Discoaster kugleri и Catinaster coalitus встречен разнообразный комплекс прекрасной сохранности, а выше по разрезу присутствует лишь очень бедная ассоциация.

В нижней части зоны Discoaster quinqueramus (NN11) вновь присутствует достаточно представи-

тельный комплекс, затем видовое разнообразие резко снижается. В осадках верхней части зоны встречены мелкие угнетенные Reticulofenestra pseudoumbilica и Sphenolithus abies. Эта часть разреза коррелируется с отложениями мессинского яруса.

Впоследствии сводный разрез скв.375/376 был изучен К.Эллисом и У.Ломаном (Ellis, Lohman, 1979). Авторы провели более дробное стратиграфическое расчленение миоценовых отложений, используя шкалу Д.Бакри (Bukry, 1973; 1975). По их мнению, ассоциации наннопланктона на поднятии Флоренс, несмотря на высокое содержание переотложенных видов, вполне сопоставимы с одновозрастными ассоциациями низких широт Атлантики и позволяют выделить практически все зоны и подзоны низкоширотной шкалы Д.Бакри вплоть до позднего миоцена (исключение составляют лишь зоны Catinaster coalitus и Discoaster hamatus, индекс-виды которых не найдены, и используются другие критерии). Обедненные ассоциации наннопланктона с нетипичными Discoaster quinqueramus характерны лишь для верхней части одноименной зоны. Таким образом, авторы считают, что в течение всего миоцена на поднятии Флоренс продолжали существовать достаточно стабильные условия для развития наннопланктона, и климатические изменения, начавшиеся во второй половине среднего миоцена, не привели к снижению разнообразия тепловодных видов дискоастеров, хотя нетипичность некоторых видов дискоастеров отмечается в среднем миоцене (например, Discoaster kugleri), а отсутствие индекс-вида зоны Discoaster hamatus объясняется снижением водных температур.

Таким образом, особенности распределения планктонных фораминифер и наннопланктона в разрезах миоценовых отложений Юго-Западного Кипра определялись суммой глобальных и местных причин – тепловодные условия раннего и низов среднего миоцена сменились в среднем и позднем миоцене обстановкой с более низким температурным режимом; пелагические карбонатные осадки раннего и низов среднего миоцена заместились более мелководными терригенно-карбонатными осадками среднего и позднего (тортонский век) миоцена.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ СИРИЯ

В Северо-Восточном Средиземноморье миоценовые отложения развиты на юге Турции, в Сирии и отчасти в Ливане; на средиземноморском побережье Израиля они погружены под более молодые плиоцен-четвертичные осадки и вскрыты многими скважинами.

Обширные площади осадки миоцена занимают в Сирии (рис.18), причем они принадлежат к трем фациальным типам.

Первый фациальный тип – средиземноморский, приурочен к прогибам (Латакийскому) и грабенам (Аафринскому) Северо-Западной Сирии, а также к Алеппскому плато. В миоценовое время этот регион Восточного Средиземноморья находился в свободной связи с Мировым океаном (прежде всего, Северной Атлантикой), и накопление осадков происходило в условиях нормальной солености морской воды с соответствующими комплексами фауны и наннофлоры; лишь в конце миоцена (мессинское время) эта связь была нарушена и в обстановке почти полной изоляции (с притоком, тем не менее, нормальносоленых океанических вод) возникла эвапоритовая толща мессинского яруса.

Второй фациальный тип – месопотамский, охватывает северо-восточную часть Сирии (Месопотамская впадина), включающую долину р.Евфрат с левыми притоками (Нахр-Белих, Хабур) и равнину Джезире вплоть до долины р.Тигр. На протяжении почти всего миоценового времени Месопотамский бассейн находился в затрудненной связи со Средиземным морем (т.е. Северной Атлантикой) и с Индийским океаном, а в конце миоцена эти связи вообще полностью прекратились. Поэтому месопотамский миоцен характеризуется чередованием осадков различной солености – нормальносоленых, солоноватоводных, гиперсоленых хемогенных, пресноводных; завершается миоцен отложениями континентального генезиса.

Наконец, третий фациальный тип представлен исключительно континентальными отложениями – красноцветными и сероцветными терригенными толщами конгломератов, песчаников и глин, развитых в межгорных впадинах Пальмирид и Анти-Ливана.

К особому (четвертому) типу миоценовых образований относятся вулканогенные толщи (базальты). Наибольшей мощности они достигают на юго-западе Сирии (возвышенность Джебель-Друз), но развиты и в других районах этой страны (Хомская впадина, грабен Аафрина, Алеппское плато, равнина Джезире).

Ниже рассматривается стратиграфия и история палеогеографических связей миоценовых Средиземноморского и, далее (см. гл. 4), Месопотамского бассейнов.

На северо-западе Сирии миоценовые отложения выполняют узкие Латакийский прогиб (долина



Рис. 18. Распространение морских миоценовых отложений на территории Северо-Западной Сирии (Средиземноморский бассейн) / – районы распространения морских миоценовых отложений; 2 – районы отсутствия морских миоценовых отложений; 3 – разрезы и обнажения, упоминаемые в тексте: 1 – Кесладжук, 1а – Зубар, 2 – Чекурджак, 3 – Кара-Джалие, 4 – Нкура, 5-6 – Губелли, 7 – Бахура, 8 – Зайнье, 9 – Эн-Нахр (Бекфала), 10 – Эль-Габ (холм Абу-Хази), 11 – Кафер-Хинд-Фоани, 12 – Буюк-Халуби, 13 – Парса-Даг, 14 – Бафлиун, 15 – Машаале, 16 – Курт-Фармоз, 17 – Гобалли, 18 – скв. Бтейне, 19 – Бассута, 20 – скв. Аанадане, 21 – Алеппо. 22 – скв. Суархие, 23 – скв. Берне, 24 – Салкин, 25 – Мханбель, 26 – Айн-эль-Аарус, 27 – Хербет-эт-Джоз, 28 – Меланд, 29 – Хаммам-Шейх-Исса

р.Нахр-эль-Кебир) и Аафринский грабен (долина р.Аафрин). Возникновение их связано с Латакийско-Килисской системой глубинных разломов северо-восточного простирания (Казьмин, 1965).

В полосе Латакийского прогиба этот разлом разделяет мезозойские известняки горстового поднятия Джебель-Ансария (на юге) и породы офиолитового комплекса (на севере). Образование его приходится на рубеж мела и палеогена, т.е. оно формировалось вскоре после надвигания офиолитовой серии (океаническая кора) на континентальное основание Аравийской плиты (автохтон). В пользу этого свидетельствует тот факт, что фации верхнего маастрихта к северу (неоавтохтон) и к югу от разлома однообразны, а в палеогене они отмечены кардинальным различием: к югу от разлома развиты маломощные (менее сотни метров) мелководные известняки с нуммулитами, а к северу – мощная (более километра) толща глин, мергелей и известняков с планктонными фораминиферами и радиоляриями (Krasheninnikov, 1994). Амплитуда смещения может быть оценена величиной порядка 1–2 км. Однако сам Латакийский прогиб как структура интенсивного прогибания возник значительно позднее – в раннемиоценовое время.

Сходной историей формирования характеризуется Аафринский грабен. Он приурочен к более северному отрезку Латакийско-Килисского разлома, также разделяющего зону офиолитового комплекса Курд-Дага (аллохтон) и краевую часть Аравийской плиты. К северо-западу от разлома развита мощная глинистая толща палеогена, к юго-востоку – мелководные и маломощные известняки (правда, они плохо обнажены, будучи перекрыты породами миоцена). И здесь формирование грабена связано с самым началом миоцена (аквитанское время). Между этими двумя структурами прогибания в районе городов Жиср-эш-Шогур и Харим (полоса плиоцен-четвертичного грабена Эль-Габ) осадки миоцена приурочены к краевой части (или заливам) обширной Антиохийской впадины, расположенной на территории Турции.

В указанных районах крайней северо-западной части Сирии миоцен представлен широким спектром фациальных типов осадков - от пелагических мелоподобных белых известняков до валунных конгломератов и рифогенных известняков. Совсем иной характер имеют отложения миоцена на Алеппском плато – от грабенов Эль-Габ и Аафринского на западе и до долины р.Евфрат на востоке. Здесь миоцен сложен крепкими массивными грубослоистыми известняками, в виде плаща перекрывающими мягкие мергели и известняки среднего и верхнего эоцена. К западу от Алеппо и Эль-Баб они образуют сплошной покров (Идлибское плато), к востоку от этих городов и до р.Евфрат они сохранились в качестве останцов, предохраняющих от размыва мягкие породы эоцена.

Большой вклад в изучение средиземноморского миоцена Сирии внесли французские геологи и палеонтологи Л.Дюбертре, Ж.Роже, Ж.Коттро, Э.Давид (Dubertret, 1945, 1953; Dubertret, Roger, 1938; Dubertret, Cottreau, 1938; David, 1933). Их стратиграфические выводы основывались главным образом на фауне моллюсков. В результате были выделены мергельно-терригенные толщи нижнего миоцена (бурдигальского яруса) в Аафринском грабене и на своде Бафлиун, массивные известняки среднего миоцена (гельветского яруса) Идлибского плато, глинисто-мергельные отложения среднего миоцена (тортонского яруса) в долине р.Нахр-эль-Кебир и гипсоносная толща верхнего миоцена (понтического яруса) в низовьях этой реки. Разумеется, взгляды французских геологов отражают особенности стратиграфической шкалы миоцена своего времени.

В 1958–1961 гг. советскими геологами была проведена геологическая съемка в масштабе 1:200 000 на всю территорию Сирии, включая, естественно, лист Латакия (Shatsky et al., 1966) и лист Алеппо (Protasevich, Maksimov, 1966), в пределах которых находятся выходы средиземноморского миоцена. Учитывая сложное геологическое строение Латакийского грабена и прилегающего офиолитового массива Бассит, а также Аафринского грабена и смежного офиолитового массива Курд-Даг, эти два района были покрыты геологической съемкой в масштабе 1:50 000 (Kazmin, Kulakov, 1968; Protasevich, Kurbatov, 1968). На основании всех этих материалов были составлены геологические карты Сирии в масштабе 1:500 000 и 1:1 000 000 с соответствующими объяснительными записками (Ponikarov et al., 1966, 1967). Объяснительные записки к листам геологической карты Сирии различного масштаба содержат достаточно подробную литологостратиграфическую характеристику средиземноморского миоцена. Палеонтологической базой послужили планктонные и бентосные фораминиферы, позволившие подразделить миоцен на ярусы, подотделы и отделы (Крашенинников, 1966, 1971; Krasheninnikov, 1968; Поникаров и др., 1969).

Более позднее (1988–1990 гг.) целенаправленное изучение стратиграфии миоценовых отложений Северо-Западной Сирии предоставило возможность стратифицировать их на основе зональной шкалы по планктонным фораминиферам (Krasheninnikov, 1994) и сопоставить с миоценом Средиземноморья миоценовые отложения Месопотамской впадины.

Ниже излагаются главные особенности стратиграфии миоценовых отложений Северо-Западной Сирии на основе фауны планктонных фораминифер и наннопланктона.

Нижний миоцен

Нижний миоцен в некоторых непрерывных разрезах представлен в своем полном объеме, т.е. аквитанским и бурдигальским ярусами. Из-за сложной разрывной тектоники Северо-Западной Сирии с вертикальным перемещением блоков и последующей эрозией осадков в других разрезах наблюдаются лишь отдельные интервалы нижнего миоцена. Отложения аквитанского и бурдигальского ярусов резко различны в Латакийском прогибе (включая смежные районы северной части грабена Эль-Габ) (рис.19) и в Аафринском грабене (рис.20). В первом из них доминируют карбонатные породы, во втором – терригенные.

В Латакийском прогибе прекрасный разрез отложений аквитанского яруса находится у сел. Зайнье на левом берегу р.Нахр-эль-Абиад. Породы этого возраста располагаются здесь несогласно на неровной поверхности органогенных и крепких мелкозернистых известняков среднего эоцена. В основании находится пачка белых, светло-серых и желтоватых глинистых известняков с прослоями крепких мелкозернистых известняков и детритусовых известняков с оперкулинами, лепидоциклинами и миогипсинами. Базальный пласт содержит терригенный (гравийный и песчаный) и органогенно-обломочный материал. Вверх по разрезу количество прослоев крепких известняков постепенно уменьшается, и следует пачка слоистых мягких мергелей и более плотных глинистых известняков светло-серой окраски. Заканчивается разрез аквитанского яруса толщей (около 70 м) монотонных белых и светло-серых мелоподобных известняков, мягких, марких, грубо- и неяснослоистых, с глыбовой отдельностью. Общая мощность аквитанского яруса 144 м.

Отложения этого возраста хорошо обнажены также к юго-западу и северо-востоку от Зайнье.

Юго-западнее (бассейн р.Нахр-эль-Кебир) у сел. Бахура аквитанский ярус сложен белыми и светло-серыми неяснослоистыми глинистыми известняками и мергелями. Из-за серии сбросов истинную мощность отложений оценить трудно, но она явно превышает 60 м.

У сел. Губелли (северо-западный борт прогиба) аквитанский ярус, как и в разрезе Зайнье, представлен в своем полном объеме. Здесь развита монотонная толща белых, светло-серых и светложелтоватых мягких глинистых и мелоподобных известняков с подчиненными прослоями мергелей и отдельными пластами крепких мелкозернистых известняков. Мощность достигает 150 м.

Юго-западнее Губелли у сел. Кара-Джалие литологический облик аквитанского яруса несколько меняется. По-прежнему доминируют мягкие глинистые грубослоистые известняки и мергели светло-серого и серого цвета, но среди них появляются прослои терригенных пород – буроватых и темно-серых полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников, причем количество прослоев последних вверх по разрезу увеличивается. В полосе развития аквитанских осадков фиксируется несколько сбросов, затрудняющих оценку мощности. Вероятно, истинная мощность здесь не менее 100 м. Повсеместно породы аквитанского яруса несогласно располагаются на известняках среднего зоцена.

К юго-западу от Кара-Джалие отложения нижнего миоцена погружаются под более молодые миоценовые и плиоценовые осадки. На низменной приморской равнине примерно в 20 км к северо-востоку от Латакии аквитанские отложения вскрыты скважиной у сел. Махкита – мягкие глинистые известняки белого и кремового цвета мощностью около 30 м. Они несогласно залегают на известняках среднего эоцена.

На средиземноморском побережье Сирии к югу от долины р.Нахр-эль-Кебир отложения аквитанского яруса обнажены у сел. Нкура (12 км к югу от Хаффе). Они представлены монотонными мягкими глинистыми известняками, пелитоморфными, маркими, белого, светло-серого и желтоватого цвета, переходящими в белые мелоподобные неяснослоистые известняки с глыбовой отдельностью. Мощность 55 м. Необходимо отметить, что здесь отложения аквитанского яруса несогласно располагаются на близких по литологии мелоподобных известняках среднего эоцена, и только микрофауна позволяет разграничить эти два разновозрастных подразделения. Правда, сам контакт наблюдается плохо (с ним совпадает русло небольшого ручья).

Хорошо обнажены аквитанские отложения к северо-востоку от Зайнье, располагающиеся несогласно на различных горизонтах эоцена. В обнажениях по р.Нахр-эль-Абиад (у сел. Энн-Нахр, или Бекфала) аквитанский ярус сложен белыми глинистыми известняками и светло-серыми мергелями; здесь в породах обычно довольно отчетливо наблюдается слоистость, пачки мягких мелоподобных известняков с глыбовой отдельностью редки. Мощность около 120 м. Аналогичными чертами характеризуется аквитанский ярус в обнажениях у шоссе Латакиа-Алеппо при спуске в грабен Эль-Габ (холм Абу-Хази). В этом районе аквитан представлен хорошослоистыми мягкими светло-серыми и желтоватыми мергелями и глинистыми известняками с прослоями более крепких тонкозернистых известняков, образующих карнизы, и отдельными тонкими (4-6 см) пластами детритусовых известняков и бурых среднезернистых песчаников. Мощность достигает 140 м.

Значительным площадным распространением отложения аквитанского яруса пользуются в северной части впадины Эль-Габ – между городами Харим и Силкин на севере и Жиср-эш-Шогур на юге. Повсеместно они несогласно перекрывают известняки эоцена. Литологические особенности пород аквитанского яруса несколько иные, чем в Латакийском прогибе. В этом районе аквитан сложен желтыми и светло-серыми мергелями и глинистыми известняками, хорошослоистыми, сравнительно мягкими, с прослоями желтых плотных и крепких глинистых известняков. В результате вертикальных поднятий аквитанские отложения нередко располагаются на поверхности горстовых блоков, где они сильно эродированы и выветрелы (хребты Джебель-Двеле, Джебель-Амин). Поэтому их видимые мощности сильно варьируют – от нескольких метров до 50 м. Типичные выходы желтых известняков и мергелей аквитанского яруса можно наблюдать у сел. Айн-Газаль, Шамбар-Фокани, Двеле, Хаммам-Шейх-Исса и у горы Захар-Ашир.





Рис. 19. Разрезы мноценовых отложений Латакийского прогиба и западной части впадины Эль-Габ

Условные обозначения к рис. 19–20: 1 – глины; 2 – песчаники; 3 – мергели; 4 – конгломераты; 5 – гипсы; 6 – известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – песчаники; 3 – мергели; 4 – конгломераты; 5 – гипсы; 6 – известняки; 7 – глинистые известняки; 10 – водорослевые известняки; 11 – нуммулитовые известняки; 12 – алевролиты; 13 – слабосцементированные песчаники; 14 – окремнелые известняки; 15 – гравелиты; 16 – эффузивные породы.

 P_2^{-} – нижний зоцен; P_2^{-2} – средний зоцен; P_2^{-3} – верхний зоцен; P_3^{-} – олигоцен; N_1 'аq – аквитанский ярус; N_1^{-2} – средний мноцен; $N_1^{-3}t$ – тортонский ярус; $N_1^{-3}m$ – мессинский ярус; N_2 – плиоцен; N_4 – зона Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri; N5 - N6 – нерасчлененный интервал зон Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi; N7 - 30 and Globigerinatella insueta – Globigerinoides trilobus; N8 – зона Praeorbulina glomerosa; N9 – зона Orbulina suturalis - Globorotalia peripheroronda; N10 - N13 - нерасчлененный интервал от зоны Globorotalia peripheroacuta до зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens – Globigerina druryi; N14 – зона Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis; N15 - зона Globorotalia continuosa; N16 – зона Globorotalia acostaensis; $N8 - N_1^2$ – нерасчлененный интервал зоны Praeorbulina glomerosa (нижний миоцен) и среднего миоцена





Осадки аквитанского яруса содержат богатейшие комплексы планктонных и бентосных фораминифер прекрасной сохранности. Особенно обильна микрофауна в белых мягких мелоподобных известняках, типичных для некоторых разрезов Латакийского прогиба.

По планктонным фораминиферам в составе аквитанского яруса различается два зональных подразделения:

Зона Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri с редкими экземплярами Globigerinoides primordius и значительно более многочисленными Globigerina venezuelana, G. praebulloides, G. juvenilis, G. woodi woodi, Globoquadrina praedehiscens, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus, Globorotalia nana, G. siakensis. Эта зона приурочена к базальным слоям аквитанского яруса;

Интервал нерасчлененных зон Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi, где эти два индекс-вида сопровождаются C. unicavus, Globigerina venezuelana, G. praebulloides, G. woodi woodi, G. woodi connecta, G. juvenilis, G. angustiumbilicata, G. falconensis, Globoquadrina praedehiscens, Globorotalia siakensis, G. nana и немногочисленными экземплярами Globigerinoides trilobus. Число последних вверх по разрезу постепенно возрастает. Эти две нерасчлененные зоны составляют основную часть аквитанского яруса.

Бентосные фораминиферы в количественном отношении уступают планктонным, но систематический их состав чрезвычайно разнообразен, включая как агглютинированные, так и известковые виды: Reophax sp., Hormosina sp., Ammobaculites sp., Ammodiscus parialanus Hedb., Vulvulina pennatula (Batsch) var. italica Cushm., Textularia vautrini Cuv. et Sz., T. lalickeri Cushm. et Renz, Siphotextularia spp., Saccammina sphaerica Sars, Gaudryina flintii Cushm., Clavulinoides jarvisi Cushm., C. eucarinatus Cushm. et Berm., Schenckiella suteri Cushm. et Stainf., Dorothia brevis Cushm. et Stainf., Karreriella subcylindrica (Nuttall), K. gaudryinoides (Forn.), Uvigerina gallowayi Cushm., U. rustica Cushm. et Edw., Siphogenerina multicostata Cushm. et Jarv., Neobulimina sp., Angulogerina vicksburgensis Cushm., Bulimina alazanensis Cushm., Globobulimina sp., Robulus nuttalli Cushm. et Renz., Buliminella grata Parker et Berm., Anomalina dorri Cole, A. alazanensis spissiformis Cushm. et Stainf., Planulina renzi Cushm. et Stainf., P. marialana Hadley, Cibicides mexicanus Nuttall, C. isidroensis Cushm. et Renz, Marginulina cristellaroides Cz., Pullenia bulloides (d'Orb.), P. aff. compressiuscula Reuss, Melonis nicobarense (Cushm.), Gyroidina girardana perampla Cushm. et Stainf., G. laevigata d'Orb.,

G. altispira Cushm. et Stainf., G. complanata Cushm. et Stainf., Ellipsonodosaria mappa Cushm. et Jarvis., Ellipsoglandulina multicostata (Gall. et Morr.), Pleurostomella ecuadorana Cushm. et Stainf., P. brevis Schwager, P. alternans Schwager, Quinqueloculina rugosa d'Orb., Nodosarella robusta Cushm., N. subnodosa (Guppy), N. salmojraghii Martinotti, Cassidulinoides erecta Cushm. et Renz, Sphaeroidina chilostomata Gall. et Morr., Sph. ciperana Cushm. et Todd, Chilostomella cylindroides Reuss, Siphonina pulchra Cushm., Lingulina grimsdalei Cushm. et Renz, Nodosaria lamellata Cushm. et Stainf., N. boffalorae Martinotti, N. stainforthi Cushm. et Renz, Siphonodosaria verneuili (d'Orb.), S. paucistriata (Gall. et Morr.), Chrysalogonium elongatum Cushm. et Jarvis, Chr. tenuicostatum Cushm. et Berm., Chr. lanceolum Cushm. et Jarvis, Chr. longicostatum Cushm. et Jarvis, Bolivina arta Macf., Parrella mexicana Cole, Plectofrondicularia mexicana Cushm., P. raricosta (Karr.), Almaena alticosta (Sigal). Естественно, этим списком не исчерпывается состав ассоциаций бентосных фораминифер.

Резкое преобладание планктонных фораминифер и состав бентосных фораминифер (булиминиды, лагениды, нодозарииды, кассидулиниды, хилостомеллиды, аномалиниды) свидетельствуют, что накопление пелагических карбонатных отложений аквитанского яруса Латакийского прогиба происходило в достаточно глубоководных условиях верхней батиали (от 200 до 600–700 м) при минимальном привносе терригенного материала.

В Аафринском грабене осадки аквитанского яруса залегают несогласно на лепидоциклиновых и водорослево-коралловых известняках олигоцена, но по простиранию перекрывают глинистые и мелкозернистые известняки эоцена.

Типичный разрез находится у сел. Буюк-Халуби. В этом разрезе мощностью около 340 м выделяется несколько пачек, состоящих из карбонатных и терригенных пород.

Карбонатные пачки сложены чередованием светло-серых глинистых известняков, серо-зеленоватых мергелей и темно-серых глин (пласты по 10-40 см). Чередование этих пород ритмичное. Пласты относительно крепких известняков на склонах долин образуют небольшие карнизы, что придает выходам отложений "ребристый" вид. Подчиненное значение имеют прослои зеленоватых песчаников и линзы гравелитов. В разрезе встречаются три пачки карбонатных пород мощностью от 27 до 65 м.

Пачки терригенных пород представлены чередованием песчаников, гравелитов и конгло-

мератов с подчиненными прослоями мергелей и глин. Песчаники серые и серо-зеленые, от мелкодо грубозернистых, нередко косослоистые, иногда с туфогенным материалом, растительным детритусовым материалом и стволами ископаемых деревьев. Конгломераты и гравелиты присутствуют в виде линз, быстро выклинивающихся и срезающих друг друга, преобладает галька кремней и известняков размером 1-3 см. Особый литологический тип составляют валунные конгломераты, образованные несортированными и хаотично ориентированными глыбами осадочных и вулканических пород размером от 5 до 50 см. Отдельные валуны достигают 1-1,5 м в диаметре. Очевидно, эти породы образованы бурными временными потоками на крутых склонах грабена. Глины – темно-серые до черных, иногда угленосные, с обугленными растительными остатками. Мощности терригенных пачек весьма значительны – от 50 до 90 м.

Начинается аквитанский ярус в разрезе Буюк-Халуби базальными конгломератами, грубыми песками и песчаниками с тонкими прослоями базальтов (30–40 см), а заканчивается пачкой светло-серых крепких, слегка песчанистых известняков.

На юго-запад от Буюк-Халуби (по долине р.Аафрин) аквитанский ярус в целом сохраняет свой облик – чередование известняков, мергелей, глин, песчаников и конгломератов, но отмеченные выше пачки пород по простиранию не выдерживаются. На северо-восток от этого селения фациальные изменения по простиранию грабена более значительны. У сел. Араб-Виране песчаники, глины и мергели чередуются с зеленоватыми туфогенными песчаниками и пластами оливиновых базальтов (2–4 м), еще далее терригенные породы постепенно выклиниваются, и аквитанский ярус представлен серыми глинистыми известняками и мергелями с подчиненными прослоями глин и тонкозернистых песчаников.

Фораминиферы обычно достаточно многочисленны в прослоях карбонатных глин и мергелей, в терригенных породах их содержание резко уменьшается, а сохранность ухудшается.

Комплекс планктонных фораминифер состоит из мелких Globigerina juvenilis, G. woodi connecta, G. praebulloides, G. angustiumbilicata, G. falconensis, Cassigerinella chipolensis, Globorotalia nana. Гораздо реже встречаются Globigerina venezuelana, Globoquadrina praedehiscens, Globigerinoides trilobus, Globorotalia siakensis. В базальной части разреза планктонные фораминиферы встречаются редко, и зона Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri здесь достоверно не установлена. Во всяком случае, основная часть аквитанских отложений Аафринского грабена относится к нерасчлененным зонам Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi.

Бентосные фораминиферы многочисленны, причем их количественное соотношение с планктонными формами меняется в сторону увеличения бентоса. Среди них встречены как виды, распространенные в карбонатных осадках Латакийского прогиба, так и новые элементы микрофауны, присущие мелководным отложениям.

Далеко неполный список бентосных фораминифер включает Vulvulina pennatula (Batsch) var. italica Cushm., V. aff. pectinata Hantk., Gaudryina flintii Cushm., Clavulinoides jarvisi Cushm., Dorothia brevis Cushm. et Stainf., Karreriella subcylindrica (Nutt.), Almaena hieroglyphica (Sigal), A. alticosta (Sigal), Bolivina algeriana Glac., Magne et Mur., B. miocenica Macf., B. arta Macf., B. alata (Seg.), B. imporcata Cushm. et Renz, Rectobolivina virgata (Cushm.), Bolivinella spp., Bifarina reticulosa Cushm., Plectofrondicularia mexicana Cushm., P. alazanensis Cushm., P. raricosta (Karr.), P. vaughani Cushm., Cassidulina horizontalis Cushm. et Renz, C. havanensis Cushm. et Reinh., Nodosarella subnodosa (Guppy), Trifarina bradyi Cushm., Siphogenerina multicostata Cushm. et Jarv., Angulogerina vicksburgensis Cushm., Bulimina alazanensis Cushm., Elphidium lobatum Gall. et Hem., E. kvesanensis Artch., Nonion dilatatum Gall. et Hem., Cibicides isidroensis Cushm. et Renz, C. mantaensis (Gall. et Morr.), C. falconensis Renz, Anomalina alazanensis spissiformis Cushm. et Stainf., Gyroidina girardana perampla Cushm. et Stainf., G. complanata Cushm. et Stainf., Stomatorbina ex gr. concentrica (Park. et Jon.), Siphonina pulchra Cushm., Cancris auriculus (F. et M.), Discorbis ex gr. mira Cushm., Siphonodosaria verneuili (d'Orb.), S. paucistriata (Gall. et Morr.), Chrysalogonium elongatum (Cushm. et Jarv.), Chr. tenuicostatum Cushm. et Berm., Chr. longicostatum Cushm. et Jarv., Chr. lanceolum Cushm. et Jarv., Nodosaria lamellata Cushm. et Stainf., N. adelinensis Palm. et Berm., Lagena trinitatensis Nutt., L. pulcherrima enitens Cushm. et Stainf., Quinqueloculina rugosa d'Orb., Ellipsonodosaria mappa Cushm. et Jarv., Chilostomella cylindroides Reuss, Sphaeroidina chilostomata Gall. et Morr., Sph. ciperana Cushm. et Todd, Miogypsina tani Droog., M. gunteri Cole, Miogypsinoides complanatus (Schlumb.) и мелкие лепидоциклины.

Характер аквитанских отложений в Аафринском грабене, доминирование бентосных фораминифер, появление среди них мелководных представителей (эльфидииды, нониониды, дискорбиды, цибицидиды и др.) свидетельствуют, что накопление этих осадков происходило в мелководных нестабильных условиях при обильном поступлении грубого терригенного материала с крутых бортов грабена.

К юго-востоку от Аафринского грабена на своде Бафлиун и возвышенности Парса-Даг севернее г.Аазаз терригенные осадки аквитанского яруса (уже за пределами самого грабена) замешаются мягкими белыми и желтоватыми среднеслоистыми мергелями и более плотными желтоватыми глинистыми известняками. У сел. Касталь они несогласно залегают на мелоподобных известняках среднего эоцена. Мощность аквитанского яруса здесь превышает 70 м. Базальные слои, вероятно, относятся к зоне Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri. Вышележащие мергели и известняки с комплексом обильных планктонных фораминифер принадлежат нерасчлененным зонам Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi. Бентосные фораминиферы многочисленны и разнообразны, причем их систематический состав близок к таковому из карбонатных пород Латакийского прогиба и значительно отличается от ассоциаций бентосных фораминифер из терригенных осадков Аафринского грабена.

Алеппское поднятие на протяжении всего аквитанского времени оставалось областью размыва.

Существенных изменений палеогеографической обстановки на рубеже аквитанского и бурдигальского времени не произошло, и отложения этого возраста, как правило, связаны постепенным переходом (разрезы у сел. Зайнье, Бахура, Губелли, Чекурджак и др.). Иногда (Парса-Даг) на контакте аквитана и бурдигала наблюдаются следы размыва или прослой мелкогалечных конгломератов (Кара-Джалие). В полосе Латакийского прогиба и Аафринского грабена в раннебурдигальское время (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus) морской бассейн сохранял свои очертания, хотя у восточного борта Аафринского грабена (сел. Казриха) и на своде Бафлиун (сел. Кафаржане) бурдигальские отложения трансгрессивно залегают на известняках среднего эоцена. Существенные изменения произошли в позднебурдигальское время (зона Praeorbulina glomerosa), когда воды морского бассейна распространились на Алеппское плато.

В Латакийском прогибе бурдигальские отложения сохраняют свой литологический облик – резко доминируют карбонатные породы (мелоподобные и глинистые известняки, мергели), а песчано-глинистые осадки пользуются ограниченным распространением.

На южном борту прогиба у сел. Зайнье бурдигальский ярус представлен монотонной толщей белых мягких мелоподобных известняков и светлосерых, серых и желтоватых более плотных глинистых известняков, грубо- и неяснослоистых, с глыбовой отдельностью, пелитоморфных. Среди них – отдельные прослои зеленоватых мергелей, буроватых детритусовых крепких известняков и мелкозернистых плитчатых известняков. Мощность достигает 224 м.

К юго-западу от Зайнье бурдигальские отложения обнажаются вдоль шоссе на Латакию. У сел. Бахура в составе бурдигала различаются две пачки. Нижняя сложена белыми и светло-серыми глинистыми известняками, мягкими, неяснослоистыми, с глыбовой отдельностью; мощность 40 м. Верхняя пачка состоит из отчетливослоистых, до плитчатых, крепких мелкозернистых известняков и глинистых известняков светло-серого и желтоватого цвета; мощность 60 м. Разрез бурдигальского яруса здесь неполный, поскольку он нарушен несколькими сбросами.

Вдоль северного борта Латакийского прогиба бурдигальские отложения вытянуты в виде узкой полосы. Здесь различаются два типа разрезов.

К первому из них принадлежит разрез у сел. Губелли. Бурдигальский ярус представлен белыми, светло-серыми и желтоватыми мергелями, мелоподобными и глинистыми известняками, мягкими, маркими, пелитоморфными, иногда с небольшим количеством детритусового материала. Среди них прослои более крепких светло-бурых известняков с органогенно-обломочным материалом, иногда песчанистых, с мелкими галечками кремней и многочисленными спикулами кремневых губок. В целом, литологический облик пород близок к таковому в разрезах у сел. Зайнье и Бахура.

Второй тип разреза характеризуется заметно иными особенностями. В типичном виде он наблюдается у сел. Чекурджак и Кара-Джалие. Широким распространением здесь пользуются песчаники и конгломераты, крепкие плитчатые известняки, тогда как мягкие глинистые известняки занимают подчиненное положение, а мелоподобные белые известняки полностью отсутствуют.

В разрезе у сел. Чекурджак намечается двучленное строение. Нижняя толща мощностью свыше 150 м представлена битуминозными глинистыми известняками и песчаниками с обильными спикулами кремневых губок. Известняки различных оттенков бурого цвета, с поверхности покрыты светло-серой коркой, сравнительно крепкие, тонкослоистые до микрослоистых, плитчатые, колющиеся на тонкие плитки, нередко песчанистые. Среди них тонкие прослои (4–7 см) и пачки (до 5 м) темно-бурых битуминозных грубозернистых песчаников, а также пласты (1– 1,5 м) и линзы (до 2,5 м) грубых конгломератов.

Верхняя толща мощностью около 170 м сложена серыми, зеленовато-серыми и бурыми глинистыми известняками и мергелями. Очень часто породы характеризуются плитчатой отдельностью или неясной, причудливой слоистостью в связи с узловатым строением. Спикулы кремневых губок практически отсутствуют. По-прежнему обычны линзы полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов с обломками моллюсков, морских ежей, мшанок и литотамний. В конгломератах отдельные глыбы достигают в размере 25–30 см. Очевидно, происхождение некоторых линз конгломератов с несортированными обломками и изгибами слоев связано с подводными оползнями.

Сходное строение имеют бурдигальские отложения в соседнем разрезе Кара-Джалие, хотя роль терригенных пород здесь менее значительна. В подошве располагается пласт (около 0,7 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, однако микрофауна свидетельствует об отсутствии перерыва на границе аквитанского и бурдигальского ярусов. В разрезе мощностью свыше 250 м выделяются три пачки. Нижняя пачка (мощность 20 м) сложена светло-серыми мягкими неяснослоистыми глинистыми известняками и мергелями. В средней пачке преобладают крепкие тонкослоистые до плитчатых мелкозернистые известняки и глинистые известняки темно-серого и бурого цвета. Обычны прослои бурых полимиктовых песчаников. В породах очень много спикул кремневых губок. Верхняя пачка (видимая мощность около 100 м) состоит из светло-серых мягких глинистых известняков и мергелей с прослоями крепких желтоватых известняков.

Самый южный выход отложений бурдигальского яруса находится к юго-востоку от Латакии у сел. Нкура, где приморская равнина сменяется холмистыми предгорьями Джебель-Ансария. Здесь выше осадков аквитанского яруса согласно залегает пачка светло-серых, серых и желтоватых мергелей, тонкослоистых, мягких, с прослоями более плотных глинистых известняков и бурдигальской микрофауной. Видимая мощность не превышает 25 м.

Как и в аквитанском ярусе, фораминиферы в осадках бурдигальского яруса обильны и разнообразны по систематическому составу. Конечно, их ассоциации из карбонатных и терригенных пород существенно различаются. В мягких мелоподобных и глинистых известняках и мергелях доминируют планктонные фораминиферы. Они позволяют подразделить бурдигальский ярус (во всех разрезах Латакийского прогиба) на две зоны: Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus и Praeorbulina glomerosa.

Зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus характеризуется обильными экземплярами последнего индекс-вида в сочетании с G. subquadratus, G. diminutus, G. altiaperturus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, G. quadraria, Globigerina bollii, G. foliata, G. falconensis, G. venezuelana, G. praebulloides, G. woodi woodi, G. angustiumbilicata, Cassigerinella chipolensis, Globorotalia siakensis. В качестве немногочисленных экземпляров присутствуют Catapsydrax dissimilis, С. unicavus, Globorotaloides suteri. В разрезе Зайнье встречены исключительно редкие экземпляры Globigerinatella insueta.

Зона Praeorbulina glomerosa отмечена появлением P. glomerosa glomerosa, P. transitoria, Globigerinoides bisphaericus, Globorotalia peripheroronda, Globigerina druryi, которые сопровождаются переходящими из подстилающих осадков Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globigerinoides trilobus, G. diminutus, G. subquadratus, G. altiaperturus, Globigerina bollii, G. falconensis, G. foliata, G. angustiumbilicata, Cassigerinella chipolensis, Globorotalia siakensis, Catapsydrax unicavus.

Бентосные фораминиферы поразительно разнообразны, насчитывая около 600 видов. В карбонатных пелагических осадках наиболее часто встречаются Textularia angularis d'Orb., Siphotextularia spp., Vulvulina pennatula (Batsch) var. italica Cushm., Gaudryina pseudocollinsi Cushm. et Stainf., Karreriella aff. gaudryinoides (Forn.), Quinqueloculina rugosa d'Orb., Sigmoilina aff. tenuis (Cz.), Chrysalogonium elongatum Cushm. et Jarv., Siphonodosaria verneuili (d'Orb.), S. paucistriata (Gall. et Morr.), Pseudoglandulina gallowayi Cushm., Lingulina ponceana Gall. et Hem., Planularia venezuelana Hedb., Ceratobulimina evoluta Cushm. et Jarv., Anomalina pseudogrosserugosa Colom, Cibicides falconensis Renz, Pullenia aff. bulloides d'Orb., Globobulimina hannai Cushm. et Ell., Melonis soldanii (d'Orb.), Elphidium ortenburgensis (Egger), Bulimina alazanensis Cushm., Uvigerina barbatula Macf., U. gallowayi Cushm., U. rustica Cushm. et Edw., U. striatissima Perconig, Valvulineria venezuelana Hedb., Cibicorbis herricki Hadl., Pleurostomella bierigi Palm. et Berm., P. rimosa Cushm. et Berm., P. brevis Schwager, Cassidulina tricamerata Gall. et Hem., Plectofrondicularia jarvisi Cushm., Chilostomella globata Gall. et Hem., Ch. fakrounensis Marks, Chilostomelloides blanchardi Deb. et Sac., Bolivina scalprata miocenica Macf., B. arta Macf., B. ventricosa Gall. et Hem., B. alata (Seg.).

В песчано-глинистых отложениях и известняках с детритусовым материалом комплекс бентосных фораминифер заметно иной: Operculina sp., Elphidium onerosum Bogd., E. aff. crispum (L.), E. kvesanensis Artch., Florilus communis (d'Orb.), Asterigerina planorbis d'Orb., Caucasina aff. buliminoides Bogd., Loxostomum digitale (d'Orb.), Rotalia audouini d'Orb., Discorbis havanensis Cushm. et Berm., Gyroidina perampla Cushm. et Stainf., Eponides parantillarum Gall. et Hem., Almaena alticosta (Sigal), Siphonina tenuicarinata Cushm., Cibicorbis herricki Hadl., Bolivinella margaritacea Cushm., Plectofrondicularia raricosta (Karr.), P. trinitatensis Cushm. et Jarv., P. morreyae Cushm.

Сложные фациальные замещения и разнообразные палеоценозы фораминифер служат указателем нестабильных условий осадконакопления в бурдигальском Латакийском прогибе. Зоны формирования пелагических осадков с обильными планктонными фораминиферами (мелоподобные известняки и мергели) соседствовали с зонами накопления терригенных осадков (от песчаноглинистых пород до конгломератов), где доминировали мелководные бентосные фораминиферы. Вероятно, значительную роль в процессах осадконакопления играли турбидные потоки и подводно-оползневые явления.

К северо-востоку от Зайнье, на стыке Латакийского прогиба с зоной рифтовой долины Эль-Габ строение бурдигальского яруса меняется. В разрезах у сел. Бекфала и к северу от шоссе Латакиа-Алеппо на спуске во впадину Эль-Габ (холм Абу-Хази, холм с отметкой 547 м) зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus сложена монотонными желтоватыми и светлосерыми мергелями, мягкими, слоистыми, иногда с глыбовой отдельностью. Среди них отдельные прослои более крепких тонкозернистых известняков аналогичной окраски. В разрезе Бекфала значительное место занимают белые грубослоистые мелоподобные известняки. Мошность 110-120 м. В верхней части зоны (но не в кровле) находится пачка крепких водорослевых известняков, состоящих из комочков литотамний, обломков моллюсков и морских ежей и раковин фораминифер (оперкулины); мощность 2-3 м. Выше снова следуют желтоватые мергели с фораминиферами зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus.

Эти отложения сменяются толщей пород иного облика – крепкими бурыми афанитовыми и желтоватыми тонкозернистыми известняками с подчиненными прослоями водорослевых, детритусово-водорослевых и несколько более мягких желтых мергелистых известняков. Мощность около 25 м. Толща крепких известняков, дающих в рельефе склона четкие уступы, перекрывается пачкой чередования зеленоватых мергелей, известковистых глин, глинистых песчаников и желтоватых известняков с фораминиферами зоны Globorotalia peripheroacuta среднего миоцена. Таким образом, толща крепких известняков соответствует зоне Praeorbulina glomerosa нижнего миоцена и зоне Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda среднего миоцена.

Аналогичное строение бурдигальских отложений наблюдается в северной части депрессии Эль-Габ. Так, к югу от г.Силкин на возвышенности Джебель-Амин (гора Захар-Ашир) к зоне Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus относится толща мягких желтых мергелей с прослоями желтых и светло-желтых плотных тонкозернистых известняков. Над ними залегает толща (мощность 145 м) массивных грубослоистых известняков с глыбовой отдельностью и кавернозной поверхностью. По своим признакам они достаточно разнообразны: белые, светлосерые и желтоватые разности, мелкозернистые, хорошо раскристаллизованные мраморовидные, афанитовые, мелкосгустковые водорослевые. Нижняя часть этих массивных известняков соответствует зоне Praeorbulina glomerosa нижнего миоцена, поскольку какие-либо следы размыва и перерыва на границе с подстилающими осадками зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus отсутствуют.

В высоком обрыве на левом берегу р.Оронт у сел. Хаммам-Шейх-Исса выше желтых мергелей и глинистых известняков зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus залегают массивные белые и светло-желтоватые известняки, чрезвычайно крепкие, водорослевые, водорослевомшанковые, афанитовые и мелкозернистые, с морскими ежами и моллюсками. Базальную часть этой толщи следует относить к зоне Praeorbulina glomerosa. Правда, по условиям обнаженности характер контакта толщи мягких мергелей и толщи массивных известняков оценить здесь довольно трудно.

Таким образом, на востоке Латакийского прогиба и на севере впадины Эль-Габ в бурдигальских отложениях происходят принципиально важные фациальные замещения. Нижняя часть бурдигальского яруса (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus) сохраняет литологические особенности (преимущественно мягкие мергели и глинистые известняки с плактонными фораминиферами), а в верхей части (зона Praeorbulina glomerosa) пелагические мергели и глинистые мягкие известняки очень быстро замещаются мелководными массивными мелкозернистыми и водорослевыми известяками.

В Аафринском грабене бурдигальские отложения плохо обнажены. Представление о них дает скважина Бтейне, пробуренная на правом берегу р.Аафрин против сел. Бассута. К бурдигальскому ярусу относится толща переслаивания серозеленоватых глин и мергелей, тонко- и мелкозернистых глинистых песчаников. Видимая мошность превышает 100 м (контакт с аквитанским ярусом скважина не вскрыла). По планктонным фораминиферам выделяется зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus с последним из индексвидов, G. subquadratus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globigerina bollii, Globorotalia siakensis и зона Praeorbulina glomerosa с индекс-видом, P. transitoria, Globigerinoides bisphaericus, Globorotalia peripheroronda.

Среди бентосных фораминифер наиболее обычны Rotalia audouini d'Orb., Hopkinsina bononiensis (Forn.), Florilus communis (d'Orb.), Asterigerina planorbis d'Orb., Elphidium kvesanensis Artch., E. ortenburgensis (Egger), E. onerosum Bogd., E. miusserensis Djan., Cibicides concentricus Cushm., C. falconensis Renz, Cribrononion dollfusi (Cushm.), Reussella laevigata Cushm., Loxostomum digitale (d'Orb.), Valvulineria globularis bradyi Cushm., V. venezuelana Hedb., Cibicorbis herricki Hadl., Baggina indica (Cushm.), B. paucilocula Cushm., Stomatorbina ex gr. concentrica (Park. et Jon.), Gyroidina girardana perampla Cushm. et Stainf., Eponides parantillarum Gall. et Hem., Bolivina carapitana Hedb., Uvigerina striatissima Perconig, U. capayana Hedb., Plectofrondicularia jarvisi Cushm. et Todd, Pl. raricostata (Karr.), Bolivinella margaritacea Cushm., B. subpectinata Cushm., Amphistegina lessonii d'Orb.

Как и в аквитанское время, бурдигальские отложения Аафринского грабена более мелководны, нежели синхроничные осадки Латакийского прогиба.

За пределами Аафринского грабена бурдигальские отложения испытывают сложные фациальные замещения, сходные с таковыми в .Татакийском прогибе – повсеместно устанавливается зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus, где доминируют мягкие глинистые известняки и мергели, а зона Praeorbulina glomerosa по микрофауне нигде не установлена. Очевидно ей соответствуют (частично) массивные известняки, согласно располагающиеся на породах зоны Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus.

На восточном борту Аафринского грабена у сел. Казриха (возвышенность Джебель-Смаан) желтые и светло-желтые мергели и глинистые известняки зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus, поднятые по сбросу, вверх по разрезу сменяются мощной толщей крепких толстослоистых мелкозернистых и афанитовых известняков. Очевидно, нижняя их часть соответствует зоне Praeorbulina glomerosa, а более высокие слои относятся к среднему миоцену.

На возвышенности Парса-Даг (у сел. Касталь) бурдигальские отложения с размывом располагаются на мергелях аквитанского яруса. Бурдигал представлен чередованием зеленоватых плитчатых мергелей и известковистых глин, светло-серых известняков и буроватых глинистых песчаников; мощность 42 м. Планктонные фораминиферы зоны Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus довольно многочисленны и включают последний из индекс-видов, G. subquadratus, Globigerina bollii, G. foliata, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Cassigerinella chipolensis и др.

Очень богат комплекс бентосных фораминифер: Hopkinsina bononiensis (Forn.), Bulimina tumidula Bogd., Virgulinella pertusa (Reuss), Caucasina ex gr. buliminoides Bogd., Baggina indica (Cushm.), B. paucilocula Cushm., Valvulineria ex gr. globularis bradyi Cushm., Gyroidina girardana perampla Cushm. et Stainf., Florilus communis (d'Orb.), Almaena alticosta (Sigal), Rotalia audouini d'Orb., Planularia venezuelana Hedb., Cassidulina tricamerata Gall. et Hem., Cibicides concentricus Cushm., C. mexicanus Nutt., Planulina zigzag Gall. et Hem., P. marialana Hadley, Loxostomum digitale (d'Orb.), Cribrononion dollfusi (Cushm.), Pseudoglandulina comatula (Cushm.), Lingulina ponceana Gall. et Hem., Globobulimina hannai Cushm. et Ell., Siphonodosaria verneuili (d'Orb.), Chrysalogonium longicostatum Cushm. et Jarv., Plectofrondicularia interrupta (Karr.), Uvigerina capayana Hedb., Bolivina alata (Seg.), B. hebes Macf., B. ventricosa Gall. et Hem., Chilostomella globata Gall. et Hem.

Отложения зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus с подобной микрофауной согласно покрываются пачкой (видимая мощность 7 м) светло-желтых крепких известняков с обломками литотамний (до 1 см), кораллов, криноидей и пелеципод.

Очень своеобразно строение бурдигальского яруса на южном склоне свода Бафлиун (у селений Кафаржане и Катма). Здесь бурдигальские отложения трансгрессивно перекрывают известняки среднего зоцена. В разрезе общей мощностью 357 м выделяются три пачки. Нижняя пачка (мощность 111 м) сложена разнообразными известняками: органогенными, литотамниевыми, афанитовыми, мелкозернистыми. Среди них обычны прослои более мягких глинистых известняков. Вторая пачка (мощность 85 м) представлена переслаиванием конгломератов и песчаников с подчиненными пластами песчанистых глин, мергелей и плитчатых известняков. Третья пачка (мощность 161 м) состоит из однообразных мелкодетритусовых и афанитовых известняков, крепких, светло-желтых, хорошослоистых (пласты по 7-20 см), иногда плитчатых (2-4 см). В верхней части этой пачки появляются прослои литотамниевых известняков и тонкие пропластки светлозеленоватых мергелей и известковистых глин.

В первой и второй пачках присутствует обедненный комплекс планктонных фораминифер зоны Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus, включая последний индекс-вид, Globoquadrina dehiscens, Globigerina bollii, G. foliata, G. falconensis, Globorotalia siakensis.

Бентосные фораминиферы в этих мелководных отложениях значительно более многочисленны и разнообразны: Virgulinella pertusa (Reuss), Hopkinsina bononiensis (Forn.), Bulimina tumidula Bogd., Florilus communis (d'Orb.), Reophax aff. morrisoni Cushm. et Ell., Textularia ovulata Lalick., T. consecta d'Orb., T. angularis d'Orb., T. dollfusi Lalick., Quinqueloculina pseudoseminulina Bogd., Q. rugosa d'Orb., Spiroloculina alveata Cushm. et Todd., Caucasina ex gr. buliminoides Bogd., Melonis soldanii (d'Orb.), Elphidium kvesanensis Artch., E. ortenburgensis (Egger), Almaena alticosta (Sigal), Planulina zigzag Gall. et Hem., Anomalina pseudogrosserugosa Colom, Stomatorbina ex gr. concentrica (Park. et Jon.), Gyroidina jarvisi Cushm. et Stainf., Discorbis havanensis Cushm. et Berm., Rotalia rimosa Reuss, Reussella laevigata Cushm., Operculina sp., Carpenteria bulloides Gall. et Hem., Miogypsina irregularis (Mich.), M. intermedia Drooger.

Более сложен вопрос о возрасте третьей пачки, где микрофауна бедная и плохой сохранности. Конечно, она относится к бурдигальскому ярусу, однако неясно – принадлежит ли она еще зоне Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus или уже соответствует зоне Praeorbulina glomerosa.

Ивложенные материалы показывают, что в бурдигальское время условия осадконакопления в Латакийском прогибе и Аафринском грабене были унаследованы от аквитанского времени. В первом из них превалировала обстановка пелагического карбонатного осадконакопления (мягкие мелоподобные известняки с обильными планктонными фораминиферами), хотя местами среди них встречаются пачки терригенных пород. Во втором – отлагались более мелководные известковистые песчано-глинистые осадки, причем среди бентосных фораминифер обычны обитатели мелководья (эльфидииды, нониониды, миогипсиниды и др.).

В первую половину бурдигальского времени (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus) контуры бассейна существенно не отличались от таковых аквитанского бассейна. Во вторую половину бурдигала (зона Praeorbulina glomerosa) палеогеографическая обстановка резко изменилась. Море трансгрессировало на восток, затопив все Алеппское плато. При этом относительно глубоководные отложения зоны Praeorbulina glomerosa с планктонными фораминиферами в восточном направлении заместились крепкими афанитовыми, мелкозернистыми и органогенными (водорослевыми, детритусовыми) известняками явно мелководного происхождения.

Первые прослои органогенных мелководных известняков появились уже в верхней части зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus (холм Абу-Хази, холм с отметкой 547 м). У сел. Бекфала на юге и у г.Силкин на севере можно хорошо наблюдать, как мягкие мергели и глинистые известняки зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus вверх по разрезу сменяются массивными крепкими известняками. Они соответствуют зоне Praeorbulina glomerosa (нижний миоцен) и зоне Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda (средний миоцен), поскольку выше следуют мягкие мергели и известняки зоны Globorotalia peripheroacuta с редкими экземплярами индекс-вида (сел. Даркуш на р.Оронт, восточная окраина г.Силкин, сел. Жанудие). Этот "клин" мелководных, часто органогенных известняков расширяется (стратиграфически) к востоку, охватывая весь средний миоцен, как будет ясно из дальнейшего изложения, и распространяясь на всю площадь Алеппского плато.

К сожалению, монотонность литологического состава толщи известняков и плохая сохранность фауны крайне затрудняют разграничение верхнего бурдигала (зона Praeorbulina glomerosa) и среднего миоцена в этом фациальном типе отложений. Поэтому нерасчлененные отложения этого возраста будут рассмотрены в разделе о среднем миоцене Сирии, как бы отступая от четкого стратиграфического плана изложения.

Средний миоцен

Трансгрессия, начавшаяся в позднебурдигальское время (зона Praeorbulina glomerosa), охватывает также и весь интервал среднего миоцена. Поэтому осадки среднего миоцена на территории Северо-Западной Сирии пользуются максимальным распространением. Они развиты не только в узких Латакийском прогибе и Аафринском грабене, но и обнажаются на обширных пространствах Алеппского плато до р.Евфрат на востоке. Особенно хорошие выходы известняков среднего миоцена приурочены к западной части этого плато, носящей название Идлибского плато.

Поскольку изменение палеогеографической обстановки имело место в позднем бурдигале (у нижней границы зоны Praeorbulina glomerosa), то нередко наблюдается трансгрессивное залегание толщи отложений верхнего бурдигала и среднего миоцена на более древних породах, а осадки нижнего и среднего миоцена связаны постепенным переходом. Однако на крутых бортах Латакийского прогиба можно видеть несогласное залегание (скорее, прилегание) среднего миоцена на породах палеогена и даже верхнего мела (район сел. Кесладжук).

Изменение палеогеографических условий очень сильно отразилось на фациальном облике осадков среднего миоцена. Белые и светло-серые мягкие мелоподобные и глинистые известняки и мергели, столь характерные для нижнего миоцена, полностью исчезают. Выделяется три типа фаций: 1) переслаивание глин, мергелей, известняков, песчаников, гравелитов и конгломератов; 2) массивные крепкие толстослоистые известняки (афанитовые, мелкозернистые, водорослевые, органогеннообломочные); 3) вулканогенно-терригенные образования. Отложения первого типа приурочены к Латакийскому прогибу и Аафринскому грабену; второго типа – пользуются широким распространением на Идлибском и Алеппском плато; третий тип развит на ограниченной площади у юго-восточного борта Аафринского грабена.

В Латакийском прогибе средний миоцен прекрасно обнажен у сел. Кесладжук (долина р.Нахр-эль-Кебир), вдоль дороги от сел. Баксарие к сел. Хербет-эт-Джоз и между сел. Жанудие и Меланд. В этих разрезах средний миоцен представлен в своем полном объеме – от кровли бурдигальского яруса до подошвы тортонского яруса. Для понимания стратиграфических соотношений и особенностей микрофауны очень важны разрезы среднего миоцена в районе г.Силкин, у селений Даркуш, Зоф, Чекурджак, Бахура и в долине p.Haxp-Альямана (у селений Зетн-Джук и Шахрура).

В разрезе у сел. Кесладжук средний миоцен начинается базальной пачкой грубообломочных пород - конгломератов, конглобрекчий (с валунами до 35 см), гравелитов и песчаников с прослоями и линзами зеленоватых мергелей и глин. Выше следует толща многократного переслаивания серых гравелитов, серо-зеленых грубо- и разнозернистых песчаников, зеленоватых глин и мергелей. Преобладают песчаники, образующие пачки от 1,5 м до 8 м. Эти отложения сменяются сравнительно маломощной пачкой (11 м) светлосерых крепких известняков, серо-зеленоватых мергелей и известковистых глин. Заканчивается разрез мощной толщей (76 м) чередования светло-серых мергелей, зеленоватых глин и бурых песчаников. Значение последних возрастает в верхней части этой толщи. Общая мощность отложений среднего миоцена достигает 160 м.

Базальная пачка конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью около 25 м, залегающих в виде линз и срезающих друг друга, установлена также у сел. Чекурджак. Выше следует толща переслаивания светло-серых, серых и серо-зеленоватых мергелей, известковистых глин и песчаников. В других разрезах базальная пачка грубообломочных пород выражена слабо – отдельные прослои песчаников у сел. Бахура, – а иногда отсутствует совсем (у сел. Баксарие в подошве среднего миоцена располагаются серые тонкослоистые известковистые глины с редкими прослоями песчаников и алевролитов).

В разрезе от сел. Баксарие к сел. Хербет-эт-Джоз средний миоцен представлен монотонной толщей чередования мергелей, известковистых глин, алевролитов, песчаников и известняков. Доминируют мергели и глины, серо-зеленоватые, мягкие, тонкослоистые, иногда песчанистые. Бурые мелкозернистые песчаники и алевролиты занимают подчиненное положение; мощность их прослоев колеблется в пределах 3–10 см, реже встречаются пачки до 0,5 м. Совсем редки прослои светло-серых известняков. Поскольку залегание пород пологое, а некоторые участки задернованы, подсчет мощности весьма затруднен. Во всяком случае, она не менее 200 м.

Сходными чертами характеризуется разрез среднего миоцена между сел. Жанудие и сел. Меланд – чередование светло-зеленых мягких мергелей, зеленых известковистых глин, крепких буроватых мелкозернистых известняков, более мягких глинистых известняков и серых мелкозернистых песчаников. Однако последние здесь играют совершенно подчиненную роль; наоборот, возрастает значение известняков. Частое переслаивание крепких известняков с мягкими мергелями и глинами приводит к тому, что в рельефе склона долин наблюдаются "ребристые" пачки.

На северо-востоке Латакийского прогиба, с приближением к офиолитовому массиву Бассит литологический состав отложений среднего миоцена испытывает существенное изменение. Широким распространением пользуются грубообломочные породы. В долине р.Нахр-Альямана (сел. Шахрура, район сел. Зетн-Джук) средний миоцен представлен толщей чередования рыхлых несортированных конгломератов, гравелитов и песчаников с подчиненными пластами светлосерых глинистых известняков, зеленоватых и буроватых мергелей и глин. Слоистость пород линзовидная, причем линзы нередко срезают друг друга. В конгломератах наблюдается отсутствие сортировки, в случае обильного глинистого цемента они приобретают облик пудинговых пород. Мощность не менее 230 м.

Самые южные выходы отложений среднего миоцена встречены на средиземноморском побережье к юго-востоку от Латакии, на склоне блокового поднятия Джебель-Ансария. В районе сел. Нкура к ним относится пачка разнообразных известняков (глинистых, выщелоченных кавернозных, детритусовых, водорослевых) с прослоями мягких тонкослоистых серо-зеленоватых мергелей и известковистых глин, песчаников и конгломератов. Видимая мощность не превышает 25 м.

Глинистые известняки, мергели и известковистые глины среднего миоцена в Латакийском прогибе характеризуются богатыми ассоциациями планктонных фораминифер. Поразителен тот факт, что даже отдельные прослои этих пород среди явно мелководных песчаников, гравелитов и конгломератов содержат многочисленные планктонные формы. Скопления раковин орбулин напоминают по внешнему виду тонкозернистые песчаные породы. Выделяются следующие зональные подразделения:

Зона Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda, в которой всегда обильна Orbulina suturalis, сопровождаемая Biorbulina bilobata, Praeorbulina glomerosa, P. transitoria, Globigerinella aequilateralis, Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus, G. obliquus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, G. larmeui, Globorotalia peripheroronda, G. obesa, G. continuosa, G. siakensis, Globigerina concinna, G. druryi, G. bulloides; Зона Globorotalia peripheroacuta, где появляется индекс-вид, а представители рода Praeorbulina и Globigerinoides bisphaericus отсутствуют. Прочие виды фораминифер переходят из подстилающих отложений. Эта зона установлена в ограниченном числе мест (сел. Даркуш, Силкин, Жанудие), ибо вид Globorotalia peripheroacuta встречается редко и в ограниченном количестве экземпляров. Однако и в перечисленных разрезах зона выделяется достаточно условно, поскольку ее верхняя граница достоверно не определяется (из-за отсутствия других видов группы Globorotalia fohsi);

Hepaсчлененные зоны Globorotalia fohsi lobata, Globorotalia fohsi robusta и Sphaeroidinellopsis subdehiscens–Globigerina druryi содержат довольно многочисленные планктонные фораминиферы. К сожалению, индекс-виды (кроме G. druryi) не обнаружены, и обедненный систематический состав не позволяет разграничить эти индивидуальные зональные подразделения. Данный интервал характеризуется главным образом транзитными видами: Orbulina suturalis, Biorbulina bilobata, Globigerinella aequilateralis, Globigerinoides trilobus, G. obliquus, Globigerina bulloides, G. druryi, G. eamesi, G. concinna, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia obesa, G. continuosa, G. siakensis. В верхней части этого интервала к новым элементам принадлежат Orbulina universa, Globigerinoides bollii, Globorotalia lenguaensis;

Зона Globigerina nepenthes–Globorotalia siakensis содержит сходный комплекс фораминифер. Очень важно появление вида Globigerina nepenthes, установленного во всех разрезах и свидетельствующего о верхних слоях среднего миоцена.

Бентосные фораминиферы в количественном отношении значительно уступают планктонным, причем их видовой состав варьируется в зависимости от литологического облика пород. К наиболее распространенным видам относятся Pseudoclavulina rudis (Costa), Textularia deperdita d'Orb., T. mayeriana d'Orb., T. haueri d'Orb., Spiroplectammina carinata (d'Orb.), Martinottiella communis (d'Orb.), Marginulina hirsuta d'Orb., Lenticulina imperatora (d'Orb.), L. calcar (d'Orb.), Robulus crassa (d'Orb.), Globulina spinosa d'Orb., Gyroidina soldanii (d'Orb.), Cancris brongnartii (d'Orb.), Eponides schreibersii (d'Orb.), E. aff. probatus Krash., Epistomina partschiana (d'Orb.), Siphonina reticulata Cz., Amphistegina hauerina d'Orb., Cibicides nucleatus (Seg.), C. dutemplei (d'Orb.), C. ungerianus (d'Orb.), C. boueanus (d'Orb.), Melonis soldanii (d'Orb.), Florilus communis (d'Orb.), Streblus beccarii (L.), Elphidium fichtellianum (d'Orb.), E. macellum (F. et M.), Uvigerina asperula Cz.,

U. semiornata d'Orb., Globobulimina pyrula (d'Orb.), Bulimina ovata d'Orb., Sphaeroidina bulloides d'Orb., Bolivina dilatata Reuss.

В Аафринском грабене отложения среднего миоцена обнаруживают принципиальное сходство с одновозрастными осадками Латакийского прогиба. Здесь также развита толща переслаивания глинистых известняков, мергелей, известковистых глин, песчаников, гравелитов, конгломератов, ракушечников. Среднемиоценовые отложения согласно располагаются на породах бурдигальского яруса и имеют двучленное строение. Нижняя их часть мощностью 43 м представлена пачкой зеленоватых мергелей и глин с прослоями песчанистых глин, неплотных глинистых известняковракушечников и глинистых известняков с мелкими желваками литотамний (скважина на правом берегу р.Аафрин к югу от сел. Бтейне).

Разрез скважины надстраивается естественным обнажением в крутом обрыве правого берега р.Аафрин против сел. Бассута. В этой части среднего миоцена мощностью около 70 м резко возрастает значение грубообломочных мелководных пород. Разрез характеризуется чередованием песчанистых мергелей и глин, глинистых гравелитов и песчаников, мелкогалечных конгломератов. Эти породы содержат обильную макрофауну – пелециподы, гастроподы, морские ежи, мшанки, кораллы, трубки червей. Обычны желваки литотамний, иногда достигающие в диаметре 5–10 см. В кровле залегает пачка (мощность 6 м) крепких конгломератов и песчаников.

Планктонные фораминиферы многочисленны в мергелях и глинах нижней пачки. В песчанистых породах верхней пачки их содержание уменьшается. Видовой состав планктонных фораминифер тот же самый, что и в осадках среднего миоцена Латакийского прогиба.

Что же касается бентосных фораминифер, то они в Аафринском грабене много разнообразнее. Здесь встречена целая серия видов, не известная из осадков Латакийского грабена. К ним относятся Quinqueloculina akneriana d'Orb., Quinqueloculina juleata d'Orb., Q. nussdorfensis d'Orb., Q. verneuiliana d'Orb., Dentalina inornata d'Orb., D. pauperata d'Orb., Planularia lanceolata d'Orb., Lenticulina simplex (d'Orb.), L. cymboides (d'Orb.), Marginulina rugosocostata d'Orb., Saracenaria arcuata (d'Orb.), Vaginulina badenensis d'Orb., Globulina spinosa d'Orb., Eponides umbonatus (Reuss), E. haidingerii (d'Orb.), Asterigerina planorbis d'Orb., Anomalina badenensis d'Orb., A. rotula d'Orb., A. austriaca d'Orb., Cibicides variolatus (d'Orb.), Planorbulina mediterranensis d'Orb., Cymbalopora bradyi Cushm.,

Nonion granosus (d'Orb.), N. punctatus (d'Orb.), Pullenia bulloides (d'Orb.), Elphidium rugosum (d'Orb.), E. flexuosum (d'Orb.), Operculina sp., Heterostegina simplex d'Orb., H. costata d'Orb., H. heterostegina (Silv.), Bulimina pupoides d'Orb., B. buchiana d'Orb., Reussella spinulosa (Reuss), Uvigerina asperula Cz., U. semiornata d'Orb., U. macrocarinata Papp. et Turn., Bolivina plicatella Cushm., B. scalprata miocenica Macf., B. arta Macf., B. pokornyi Cicha et Zapl., Sphaeroidina austriaca d'Orb., Borelis melo (F. et M.), B. haueri (d'Orb.). Многие из этих видов типичны для мелководных отложений.

Вдоль восточного борта Аафринского грабена (селения Машаале и Курт-Фармоз) и на южном склоне свода Бафлиун средний миоцен имеет иное строение. Нижняя его часть представлена толщей эффузивных пород (подушечные лавы, оливиновые базальты, оливиновые анамезиты) с подчиненными прослоями и пачками мелководных осадочных пород - водорослево-коралловых массивных неяснослоистых известняков, песчанистых известняков с туфогенным материалом, оперкулиновых детритусовых известняков, ракушечников с многочисленными пелециподами и гастроподами, песчаников, гравелитов и слабо сцементированных конгломератов. Мощность около 300 м. Верхняя пачка мощностью 40 м состоит из органогенных известняков (детритусовых, биогермных водорослево-коралловых, ракушечников), песчаников и гравелитов с отдельными пластами базальтов.

Подводные излияния базальтов занимают ограниченную площадь и связаны, очевидно, с вулканом среднемиоценового времени у сел. Кара-Тепе.

В мелководных отложениях рассматриваемого района планктонные фораминиферы практически отсутствуют. Бентосные фораминиферы в эффузивной пачке редки и плохой сохранности. В верхней пачке осадочных пород они гораздо разнообразнее, состав их близок к наблюдаемому в среднемиоценовых породах Аафринского грабена, но доминируют мелководные формы – Elphidium listeri (d'Orb.), E. rugosum (d'Orb.), E. obtusum (d'Orb.), E. crispum (L.), E. macellum (F. et M.), E. fichtellianum (d'Orb.), E. flexuosum (d'Orb.), Quinqueloculina akneriana (d'Orb.), Q. nussdorfensis (d'Orb.), Eponides schreibersii (d'Orb.), Operculina sp., Borelis melo (F. et M.), B. haueri (d'Orb.), B. rotellus (d'Orb.), Heterostegina costata d'Orb., H. simplex d'Orb., H. heterostegina (Silv.), Asterigerina planorbis d'Orb., Streblus beccarii (L.), Reussella spinulosa (Reuss).

Как уже отмечалось, в районе селений Бекфала, Даркуш, Силкин наблюдается быстрое замещение пелагических мергелей и глинистых известняков позднего бурдигала (зона Praeorbulina glomerosa, нижний миоцена) и начала среднего миоцена (зона Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda) мелководными массивными известняками. Вдоль юго-восточного борта Аафринского грабена можно проследить фациальные замещения мергельно-глинисто-песчаных отложений более высоких горизонтов среднего миоцена аналогичными массивными известняками. Особенно хорошо этот фациальный переход виден на западном склоне возвышенности Джебель-Смаан (в районе сел. Курт-Фармоз), который характеризуется прекрасной обнаженностью. В результате верхний бурдигал (зона Praeorbulina glomerosa) и средний миоцен представлены единой толщей крепких массивных известяков.

Выходы этих известняков занимают огромные площади на территоии Алеппского плато примерно от Аафринского грабена и грабена Эль-Габ на западе до долины р.Евфрат на востоке. В западной части этого плато (она обычно носит самостоятельное название Идлибского плато) известняки образуют почти сплошной покров, протягиваясь к югу до возвышенности Джабель-Завия (р-н г.Хан-Шейхун), а на восток – примерно до меридиана городов Эль-Баб и Алеппо. Восточнее до р.Евфрат известняки сильно эродированы и сохранились в виде останцов.

По внешнему облику известняки кажутся очень однообразными - массивные и крепкие, грубои неяснослоистые, с кавернозной ячеистой выветрелой поверхностью. В действительности их литологические особенности достаточно разнообразны. Выделяется несколько типов: 1) массивные крепкие толстослоистые известняки светло-серого и желтоватого цвета, мелко- и среднезернистые, перекристаллизованные; 2) афанитовые слоистые буроватые известняки; 3) белые "сахаровидные" тонкопористые известняки, выщелоченные, переходящие в кавернозные разности. Очевидно, первоначальным материалом для этих типов пород были известковые пески, которые в процессе диагенетических преобразований превратились в калькарениты либо с массивной, либо с пористой структурой; 4) детритусовые известняки, состоящие из обломков моллюсков, морских ежей и водорослей; 5) известняки-ракушечники и устричники, нередко сильно выщелоченные; 6) известняки с мелкими водорослевыми (0,5-0,7 см) стяжениями, погруженными в тонкозернистый матрикс; 7) шаровые (булловые) литотамниевые известняки, состоящие из водорослевых желваков размером до 1-3 см; 8) биогермные водорослевокоралловые известняки, неслоистые, со структурами облекания; 9) пелитоморфные, сравнительно мягкие известняки, но эта разновидность очень редка.

Максимальные мощности толщи известняков фиксируются на Идлибском плато, где эти породы вскрыты многочисленными скважинами (у сел. Иббине, Кафер-Нуране, Маарет-Хан, Батабу, Келли, Суархие). Здесь мощности колеблются в пределах 140-250 м. Лишь в некоторых скважинах (Храйтане, Берне) она уменьшается до 60-80 м. В естественных обнажениях (районы Харим, Эриха, Идлиб) мощности также достаточно велики - 100-150 м. На востоке Алеппского плато мощности значительно меньшие и не превышают 40 м. Конечно, следует помнить, что мы имеем дело с видимыми мощностями, поскольку более молодых миоценовых отложений на Алеппском плато нет, а степень денудации толщи известняков была неодинаковой в пределах этой обширной территории.

Крайне трудно дать микропалеонтологическую характеристику рассматриваемым отложениям. Из крепких известняков фораминифер выделить не удается, а в более мягких выщелоченных известняках они сохраняются в виде ядер, что делает практически невозможными точные видовые определения.

В ряде обнажений на возвышенности Джебель-Смаан, в районе Силкин и Эриха в нижней части толщи известняков установлены (в шлифах) миогипсины, что указывает на раннемиоценовый возраст известняков. Из менее плотных мергелистых известняков, приуроченных к более высоким горизонтам толщи известняков (обнажения у Алеппо, Идлиба, Мареа, Менбиджа, Джераблюса и на возвышенности Джебель-Хасс), выделены бентосные фораминиферы, относящиеся к двум мелководным палеоценозам.

В эльфидиидовом палеоценозе доминируют представители эльфидиид, нонионид, роталиид, амфистегинид – Elphidium crispum (L.), E. macellum (F. et M.), E. fichtellianum (d'Orb.), E. listeri (d'Orb.), E. rugosum (d'Orb.), E. flexuosum (d'Orb.), E. aff. antonina (d'Orb.), Nonion granosus (d'Orb.), Florilus boueanus (d'Orb.), Streblus beccarii (L.), Amphistegina hauerina (d'Orb.), Asterigerina planorbis d'Orb., Reussella spinulosa (Reuss).

Второй палеоценоз состоит из видов альвеолинид, милиолид, пенероплид — Borelis melo (F. et M.), B. haueri (d'Orb.), B. rotellus (d'Orb.), Qinqueloculina akneriana d'Orb., Q. nussdorfensis d'Orb., Q. verneuiliana d'Orb., Pyrgo inornata d'Orb., Peneroplis aff. evolutus Hens., Dendritina rangi d'Orb., Meandropsina aff. anahensis Hens., Operculina sp., Heterostegina costata d'Orb.

Перечисленные виды типичны для среднего миоцена. Тем не менее, редкая встречаемость микрофауны и ее плохая сохранность не позволяют разграничивать отложения нижнего миоцена (верхний бурдигал) и среднего миоцена в толще массивных и крепких известняков Алеппского плато. Их возраст надежно устанавливается, прежде всего, путем корреляции с пелагическими осадками Латакийского прогиба и Аафринского грабена, содержащими богатые комплексы планктонных фораминифер.

Очень важен вопрос о верхнем возрастном пределе толщи массивных известняков – охватывает ли она весь средний миоцен или только часть его. Ответ на этот вопрос дают разрезы миоценовых отложений Латакийского прогиба и Аафринского грабена.

В разрезах у сел. Жанудие, Хербет-эт-Джоз, Зоф, Астара осадки среднего миоцена с планктонными фораминиферами зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis (N14) перекрываются толщей мелководных (прибрежных) пород грубопористые литотамниевые известняки, состоящие из водорослевых желваков, пространства между которыми заполнены раковинами моллюсков; литотамниевые известняки с колониями кораллов; афанитовые корковые известняки (продукт жизнедеятельности сине-зеленых водорослей); раковинные выщелоченные известняки из огромных скоплений пелеципод и гастропод; конглобрекчии из подстилающих пород с переменным количеством моллюсков; грубые известковистые песчаники и песчанистые известняки. Видимая их мощность у сел. Хербет-эт-Джоз достигает 20-25 м. Они бронируют все окрестные холмы и возвышенности, предохраняя от денудации подстилающие мягкие мергели и глины. Более молодые осадки миоцена в этих районах отсутствуют. Эти мелководные крепкие известняки некогда занимали значительно большие пространства. Например, в окрестностях сел. Баксарие в виде огромных эрратических глыб они лежат на мергелях зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda, т.е. большая часть отложений среднего миоцена была уничтожена эрозией, а массивные известняки сохранились, оказавшись аллохтоном на более древних породах.

У сел. Меланд, Гаургу, Мсебин прослеживается та же самая пачка органогенных и афанитовых известняков, иногда с заметным содержанием песчаников и гравелитов. И здесь она хорошо выражена в рельефе. Однако в указанных разрезах выше следует толща мергелей, глин и песчаников с планктонными фораминиферами зоны Globorotalia acostaensis (N16), тортонский ярус верхнего миоцена. Таким образом, пачка мелководных органогенных пород и песчаников относится, очевидно, к зоне Globorotalia continuosa (N15). Объективно, комплекс планктонных фораминифер этой зоны является переходным между микрофауной среднего миоцена (зона Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis) и микрофауной тортонского яруса верхнего миоцена (зона Globorotalia acostaensis). Поэтому в различных стратиграфических шкалах зона Globorotalia continuosa помещается либо в кровлю среднего миоцена, либо в подошву верхнего миоцена.

Применительно к геологической истории Северо-Западной Сирии это означает, что на протяжении всего среднего миоцена в Латакийском прогибе, Аафринском грабене и на Алеппском плато существовал устойчивый морской бассейн. Эта трансгрессия, начавшаяся в раннем миоцене (зона Praeorbulina glomerosa), была в Сирии самой крупной морской трансгрессией миоценового времени. Толща известняков Алеппского плато соответствует зоне Praeorbulina glomerosa (верхний бурдигал) и всему интервалу среднего миоцена.

Рубеж среднего и позднего миоцена отмечен регрессией. Море оставило пределы Алеппского плато, Аафринского грабена и восточной части Латакийского прогиба. Само это явление выражено регрессивной пачкой мелководных органогенных известняков и грубых терригенных пород, а вышележащие осадки тортонского яруса (верхний миоцен) на северо-западе Сирии пользуются очень ограниченным распространением.

Верхний миоцен

Два ярусных подразделения верхнего миоцена – тортонский и мессинский ярусы, характеризуются совершенно различными отложениями и органическими остатками, что отражает разную обстановку седиментации и биономии в морских бассейнах этого времени.

Осадки тортонского яруса на северо-западе Сирии занимают ограниченные площади. Они обнажаются в юго-западной части Латакийского прогиба и на севере рифтовой долины Эль-Габ. Эти два района осадконакопления не были связаны друг с другом: Латакийский прогиб непосредственно открывался в миоценовое Средиземное море, а на севере Эль-Габ располагались заливы Антиохийской впадины (территория Турции), связанной, естественно, с миоценовым Средиземным морем.

В Латакийском прогибе прекрасный разрез тортонского яруса находится в долине р. Нахр-эль-Кебир. Осадки среднего и верхнего миоцена связаны постепенным переходом. Сам контакт у сел. Кесладжук расположен высоко на склоне долины р. Нахр-эль-Кебир. При падении слоев на юго-запад этот контакт спускается к урезу воды и наблюдается у возвышенности Джебель-Сафкун.

Тортонский ярус представлен переслаиванием мергелей, известковистых глин, разнообразных известняков, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность достигает 230 м, причем разрез по р.Нахр-эль-Кебир – единственный, где можно видеть подошву и кровлю яруса, т.е. оценить его истинную мощность.

Мергели и известковистые глины светло-серые и зеленоватые, мягкие, тонкослоистые, нередко с песчаным и детритусовым материалом, образуют тонкие прослои и мощные (20-46 м) пачки. Песчаники серые и буроватые, от мелко- до грубозернистых, полимиктовые, от крепких и массивных до слабо сцементированных рассыпающихся песков, нередко косослоистые. Они переходят в гравелиты и мелкогалечные конгломераты с галечками (1-4 см) кремней, известняков и эффузивных пород; в редких случаях среди них встречаются валуны размером до 30 см. Известняки очень разнообразны: крепкие мелкозернистые; более мягкие глинистые; детритусовые из обломков моллюсков, морских ежей, мшанок, литотамний; выщелоченные ракушечники. Пачки известняков достигают значительной мощности (от 6 до 30 м). Они создают крутые склоны долины р.Нахр-эль-Кебир и возвышенности Джебель-Сафкун и слагают плоскую вершину этой возвышенности.

В толще этих мелководных осадков нередко наблюдаются местные размывы, линзовидное строение, срезание одних линз другими, косая слоистость, интенсивная биотурбация осадков со следами роющих организмов.

Снова приходится с удивлением констатировать, что прослои глинистых известняков и мергелей в этой толще мелководных осадков содержат обильные скопления планктонных фораминифер. Они свидетельствуют о принадлежности осадков к зоне Globorotalia acostaensis. Комплекс фораминифер включает индекс-вид, G. merotumida, G. menardii, G. scitula, G. lenguaensis, G. pseudopachyderma, Orbulina universa, Hastigerina siphonifera, Globigerinoides obliquus, G. extremus, G. trilobus, Globigerina bulloides, G. microstoma, G. nepenthes, G. decoraperta, G. eamesi, G. globorotaloidea, G. quinqueloba, G. bulbosa, Biorbulina bilobata.

Бентосные фораминиферы многочисленны и разнообразны в связи с пестрым набором литологических типов пород: Reophax papillosus (Neug.) var. compressus Seg., Vulvulina pennatula (Batsch) var. italica Cushm., Gaudryina tumidula Cushm., Bigenerina agglutinans d'Orb., Martinottiella communis (d'Orb.), Spiroplectammina carinata (d'Orb.), Siphotextularia concava (Karr.), Textularia deperdita d'Orb., T. gramen d'Orb., Spiroloculina depressa (d'Orb.), Robulus dilectus (Seg.), R. echinatus (d'Orb.) var. curvicostus (Seg.), Planularia auris (Defr.), Gyroidina soldanii (d'Orb.), Valvulineria obtusa (d'Orb.), V. complanata (d'Orb.), Discorbis semiorbis (Karr.), D. squamulus (Reuss), Eponides umbonatus (Reuss), E. schreibersii (d'Orb.), Cancris brongnartii (d'Orb.), C. oblongus (Will.), Siphonina reticulata Cz., Asterigerina planorbis d'Orb., Epistomina partschiana (d'Orb.), Stomatorbina ex gr. concentrica (Park. et Jon.), Heronallenia lingulata (Burr. et Holl.), Alliatina excentrica di Nap. All., Lamarckina erinacea (Karr.), Planorbulina mediterranensis d'Orb., Cibicides lobatulus (W. et Jac.), C. ungerianus (d'Orb.), C. dutemplei (d'Orb.), C. boueanus (d'Orb.), Ceratobulimina haueri (d'Orb.), Florilus communis (d'Orb.), Melonis soldanii (d'Orb.), Nonion granosus (d'Orb.), N. umbostelligerum Serova, Porosononion subgranosus (Egger), Cribrononion dollfusi var. vigneauxi Caralp et Jul., Elphidium hauerinum (d'Orb.), E. angulatum (Egger), E. antonina (d'Orb.), E. aculeatum (d'Orb.), E. crispum (L.), E. macellum (F. et M.), E. listeri (d'Orb.), E. fichtellianum (d'Orb.), Streblus beccarii (L.), Reussella spinulosa (Reuss), Bulimina elongata d'Orb., B. buchiana d'Orb., B. subulata Park. et Jon., Virgulina schreibersiana Cz., Uvigerina venusta Franc., U. acuminata Hos., U. semiornata d'Orb., Bolivina dilatata Reuss, B. antiqua d'Orb., Cassidulina laevigata d'Orb., C. margareta Karr., Ehrenbergina dinapolii Gian., Borelis melo (d'Orb.).

Несмотря на однообразность чередования карбонатных и терригенных пород в разрезе тортонского яруса, роль последних ближе к кровле яруса возрастает, равно как и их грубозернистость. Например, к югу от долины р.Нахр-эль-Кебир в обнажениях по вади Эль-Хаффе (около водозаборной станции) тортонский ярус заканчивается толщей массивных коралловых известняков, гравелитов, несортированных валунных конгломератов и песчаников с редкими прослоями мергелей и глинистых известняков. Видимая мощность этой терминальной регрессивной пачки тортонского яруса не менее 35 м.

В северной части впадины Эль-Габ и прилегающих районах тортонские отложения обнажены у сел. Меланд, Гаургу, Ждейде, Силкин, Абрейте. Разрезы здесь неполные, можно наблюдать лишь нижнюю часть тортонского яруса, ибо контакта с более молодыми породами нет. В разрезах у сел Гаургу, Хетье и др. он находится уже на территории Турции.

Литологический облик отложений тортонского яруса в рассматриваемом районе близок к таковому на юго-западе Латакийского прогиба. У сел. Меланд тортон представлен переслаиванием серых мергелей, зеленоватых глин, крепких органогенных известняков, бурых песчаников (в различной степени сцементированных), гравелитов, мелкогалечных конгломератов, пуддинговых пород. Галька встречается во всех разностях пород и разнообразна по своему составу; обычна галька пород офиолитового комплекса. Отдельные интервалы разреза демонстрируют почти ленточное чередование (слои по 1–5 см) мергелей, глин, известняков и песчаников. Видимая мощность достигает 90 м.

Аналогичным составом пород тортонский ярус характеризуется в разрезе между селениями Хетье и Гаургу (вдоль пограничной нейтральной полосы с Турцией). Здесь также наблюдается ленточное переслаивание бурых глин, зеленоватых известковистых глин и мергелей, крепких песчаников, рыхлых песков, детритусовых известняков. В районе Силкина и Харима преобладают мергели и известняки, а терригенные осадки занимают подчиненное положение.

Комплексы планктонных и бентосных фораминифер на севере впадины Эль-Габ менее богатые, чем в Латакийском прогибе. Присутствие среди планктонных фораминифер таких видов, как Globorotalia menardii, G. acostaensis, Orbulina universa, Hastigerina siphonifera, Globigerinoides obliquus, G. extremus, Globigerina nepenthes, G. quinqueloba, G. bulloides подтверждает их принадлежность зоне Globorotalia acostaensis.

В более южных районах впадины Эль-Габ (на широте Идлиба и Эриха) тортонские отложения приобретают прибрежный облик, в прослоях глин и мергелей планктонные фораминиферы отсутствуют, а комплекс бентосных фораминифер обедненный и состоит из типичных мелководных видов: Elphidium hauerinum (d'Orb.), E. macellum (F. et M.), E. crispum (L.), E. fichtellianum (d'Orb.), E. listeri (d'Orb.), E. aculeatum (d'Orb.), E. antonina (d'Orb.), E. angulatum (Egger), Borelis melo (F. et M.), Nonion granosus (d'Orb.), Streblus beccarii (L.), Asterigerina planorbis d'Orb., Reussella spinulosa (Reuss), Globulina gibba d'Orb., Cibicides lobatulus (W. et Jac.), Cancris brongnartii (d'Orb.), Florilus communis (d'Orb.).

Еще южнее, у селений Мханбель и Айн-эль-Аарус континентальным аналогом морских отложений тортонского яруса является, очевидно, толща песчаников, гравелитов, грубогалечных и валунных конгломератов мощностью около 100 м. В прослоях песчанистых мергелей какие-либо остатки микрофауны отсутствуют.

Отложения мессинского яруса распространены на очень ограниченной, крайней юго-западной площади Латакийского прогиба. Они обнажаются в низовьях рек Нахр-эль-Кебир и Нахр-эль-Ких практически у выхода их на прибрежную равнину. Мелководные отложения этого возраста завершают позднемиоценовую регрессию, начавшуюся в тортонское время. В целом, мессинские отложения относятся к эвапоритовой формации, будучи представлены гипсами, серпулевыми биогермными известняками, водорослевыми биогермными известняками, выщелоченными ракушечниками, глинами и мергелями. По простиранию строение месинского яруса очень изменчиво.

В разрезе по р.Нахр-эль-Кебир мессинский ярус начинается пачкой (мощность около 7 м) серпулевых, афанитовых и детритусовых известняков с довольно многочисленными ядрами устриц и литофаг. Выше располагается пачка (мощность около 30 м) крупно- и мелкокристаллических гипсов с прослоями строматолитовых известняков, глин и мергелей, выщелоченных ракушечников, состоящих из ядер мелких пелеципод и гастропод. Глины и мергели образуют прослой (мощность около 3–3,5 м) в средней части этой пачки.

В этих глинах и мергелях встречена мелкорослая, но довольно разнообразная по систематическому составу фауна планктонных и бентосных фораминифер: Globorotalia apertura Pezz., G. minutissima Bolli, G. involuta Pezz., G. incompta (Cifelli), G. gavalae Perc., G. scitula (Brady), Globigerinita apenninica (Pezz.), Globigerina bulloides d'Orb., G. apertura Cushm., G. nepenthes Todd, G. quinqueloba Natl., G. riveroae Bolli et Berm., G. picassiana Perc., Orbulina universa d'Orb., Globigerinoides trilobus (Reuss), G. extremus Bolli et Berm., Hastigerina siphonifera (d'Orb.), Porosononion subgranosus (Egger), Nonion citai di Nap. All., Elphidium macellum (F. et M.), E. aculeatum (d'Orb.), E. advenum (Cushm.), Streblus beccarii (L.), Asterigerina planorbis d'Orb., Quinqueloculina consobrina (d'Orb.), Bolivina dilatata Reuss, Cymbalopora vitrea Pezz., Bulimina aculeata d'Orb., B. echinata d'Orb., Cibicides boueanus (d'Orb.), Valvulineria ex gr. complanata (d'Orb.), Uvigerina gaudryinoides Lipp., U. siphogenerinoides Lipp.

У сел. Зубар мессинский ярус имеет иное строение. Он сложен темно-серыми, зеленоватыми и светло-бурыми мергелями и известковистыми глинами с прослоями плотных пелитоморфных известняков. Эти породы покрываются пачкой (мощность 5 м) крепких строматолитовых известняков, образующих караваеобразные тела до 2,5 м в диаметре. Общая мощность около 40 м. Гипсы в этом разрезе отсутствуют. Комплекс планктонных и бентосных фораминифер у сел. Зубар тот же самый, что и в разрезе по р.Нахрэль-Кебир, но более богат по количеству экземпляров.

Мессинские отложения пользовались ранее несколько большим распространением, чем в настоящем срезе. Об этом свидетельствуют развалы водорослевых строматолитовых известняков по вади Хаффе и на холмах Джебель-Каррик. Очевидно, мягкие глины и мергели были уничтожены предплиоценовой эрозией, а крепкие строматолитовые известняки сохранились в виде эрратических глыб. Иногда эти глыбы заключены в темных глинах плиоцена.

В осевой части Латакийского прогиба мессинские отложения с размывом перекрыты темно-серыми и темно-зеленоватыми глинами плиоцена с планктонными фораминиферами акме-зоны Sphaeroidinellopsis. По бортам грабена выше пород мессиния может следовать следующая плиоценовая зона Globorotalia margaritae evoluta.

* * *

На основании пространственного распространения неогеновых отложений, стратифицированных с помощью фораминифер, историю трансгрессивно-регрессивных движений этого времени в Северо-Западной Сирии можно представить следующим образом (рис.21).

Ранний миоцен (интервал от зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri до зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus) отмечен трансгрессией относительно небольшого масштаба, поскольку отложения этого возраста приурочены почти исключительно к Латакийскому прогибу и Аафринскому грабену. На протяжении этого времени береговая линия бассейна седиментации сохраняла свое положение.

В конце раннего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa) – среднем миоцене произошла крупная


Рис. 21. Границы распространения на территории Северо-Западной Сирии морских отложений аквитанского – нижней части бурдигальского яруса, верхней части бурдигальского яруса – среднего миоцена, тортонского яруса, мессинского яруса (верхний миоцен) и плиоцена

I – выходы домноценовых пород; 2 – площадь распространения морских мноценовых и плиоценовых отложений; 3–7 – границы распространения отложений: 3 – аквитанского – нижней части бурдигальского ярусов (зоны N4–N7), 4 – верхней части бурдигальского яруса – среднего мноцена (зоны N8–N14), 5 – тортонского яруса верхнего мноцена (зоны N15–N16), 6 – мессинского яруса верхнего мноцена, 7 – плиоцена

трансгрессия, и море перекрыло все Алеппское плато, оставаясь устойчивым до конца этого интервала (зона Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis).

Начало позднего миоцена (тортонский век, зона Globorotalia acostaensis) характеризуется отчетливой регрессией. Море существенно сократило ареал своего распространения, сохраняясь лишь на западе Латакийского прогиба и на севере грабена Эль-Габ.

В конце позднего миоцена (мессинский век) размеры морского бассейна еще более уменьшились – морские эвапоритовые осадки развиты только на крайнем юго-западе Латакийского прогиба.

В плиоценовое время имела место локальная морская трансгрессия в районе Латакии.

Результаты стратиграфического расчленения миоценовых отложений данного региона по фораминиферам подтверждаются изучением наннопланктона. В качестве объекта для изучения распределения наннопланктона был выбран разрез отложений миоцена, начинающийся у сел. Зайнье и следующий на север к сел. Баксарие и далее к сел. Хербетэт-Джоз. У сел. Зайнье мелоподобные известняки миоцена несогласно располагаются на нуммулитовых известняках среднего эоцена. В разрезе устанавливается вся последовательность зон от зоны Triquetrorhabdulus carinatus до зоны Discoaster calcaris. К сожалению, насыщенность породы наннопланктоном и сохранность наннофлоры в разных интервалах разреза неодинаковы, и некоторые зоны выделяются условно (по дополнительным критериям).

Зона Triquetrorhabdulus carinatus выделяется условно, так как типичных экземпляров вида-индекса T. carinatus не обнаружено, однако Triquetrorhabdulus sp. присутствует постоянно, а в некоторых слоях встречен T. aff. carinatus. Базальные слои нижнего миоцена характеризуются плохой сохранностью наннофлоры, что затрудняет видовое определение. Обильный наннопланктон хорошей сохранности характерен для отдельных горизонтов (что подчеркивается наличием целых коккосфер). Многочисленные Cyclicargolithus floridanus встречаются вместе с С. abisectus, Helicosphaera recta, H. euphratis, H. obliqua, Helicosphaera sp., Sphenolithus moriformis, S. compactus, S. conicus, Discolithina multipora, Discolithina sp. и редкими Coccolithus pelagicus, Discoaster adamanteus, D. deflandrei.

По планктонным фораминиферам рассматриваемые осадки относятся к зоне Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri. Таким образом, и фораминиферы, и наннофлора свидетельствуют о том, что миоценовая трансгрессия на северо-западе Сирии приурочена к самому раннему этапу миоценового времени.

Зона Discoaster druggii определяется условно, по появлению Helicosphaera ampliaperta, так как установить присутствие вида-индекса D. druggii не удалось. Редкие дискоастеры в этом интервале подвержены чрезвычайно сильному вторичному "обрастанию" кристаллов и поэтому практически неопределимы. Встречено лишь несколько экземпляров Discoaster cf. druggii. Сохранность наннопланктона резко ухудшается и его видовое разнообразие сокращается. Присутствуют Cyclicargolithus floridanus, Coccolithus pelagicus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera carteri, Triquetrorhabdulus sp.

Совместно с наннопланктоном зоны Discoaster druggii встречаются планктонные фораминиферы интервала нерасчлененных зон Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi.

Зона Sphenolithus belemnos характеризуется более разнообразным наннопланктоном хорошей сохранности. Продолжают существовать многочисленные Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera euphratis, H. carteri, H. ampliaperta, H. scissura, Helicosphaera sp., Discoaster deflandrei, Discolithina sp., Sphenolithus belemnos, S. moriformis, Triquetrorhabdulus sp. Особенностью этого интервала является обилие чрезвычайно мелких кокколитов, представленных Reticulofenestra sp. и Dyctiococcites sp.

Осадки зоны Sphenolithus belemnos содержат планктонные фораминиферы зон Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi, и лишь самая верхняя часть этой зоны соответствует низам фораминиферовой зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus.

Зона Helicosphaera ampliaperta также отмечена разнообразным комплексом наннопланктона хорошей сохранности. Вид-индекс H. ampliaperta редок и встречается совместно с Sphenolithus heteromorphus, появляющимся в основании зоны.

В этой зоне присутстует богатый комплекс планктонных фораминифер зоны Globigerinatella insueta–Globigerinoides trilobus.

В зоне Sphenolithus heteromorphus основную часть комплекса по-прежнему составляют Сосcolithus pelagicus (крупные формы) и Cyclicargolithus floridanus наряду с Helicosphaera euphratis, H. carteri, Helicosphaera sp.., Discoaster deflandrei и Triquetrorhabdulus sp. Появляются Calcidiscus macintyrei и C. leptoporus.

Эта зона коррелируется с фораминиферовой зоной Praeorbulina glomerosa. Возможно, она охватывает и самые низы зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda.

Зона Discoaster exilis характеризуется наиболее разнообразным комплексом наннопланктона хорошей сохранности по сравнению с предыдущими зонами. Доминирующее положение сохраняют Coccolithus pelagicus и Cyclicargolithus floridanus, к которым присоединяются Reticulofenestra pseudoumbilica, Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, Triquetrorhabdulus sp. Появляются Discoaster exilis и D. variabilis, Rhabdosphaera clavigera, единичные Scyphosphaera sp., Syracosphaera mediterranica.

Зона Discoaster exilis соответствует фораминиферовой зоне Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda, хотя о совпадении верхних границ этих зон говорить затруднительно.

Нижняя граница нерасчлененного интервала зон Discoaster kugleri–Catinaster coalitus устанавливается по появлению единичных Discoaster kugleri наряду с обильным и разнообразным наннопланктоном хорошей сохранности. Вид-индекс Catinaster coalitus не обнаружен. Продолжают существовать многочисленные Coccolithus pelagicus, Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Rhabdosphaera clavigera, Discoaster variabilis, D. exilis, Helicosphaera carteri, мелкие Helicosphaera sp., Sphenolithus moriformis, единичные Scyphosphaera sp., Thoracosphaera heimi. Широко представлены мелкие плаколиты родов Reticulofenestra и Umbilicosphaera, многочисленны Triquetrorhabdulus sp. Отличительной особенностью зоны является массовое присутствие спикул асцидий.

В верхней части интервала сокращается видовое разнообразие комплекса наннопланктона и ухудшается его сохранность. Увеличивается количество терригенной примеси. Встречаются Соссоlithus pelagicus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, единичные Discoaster sp., Syracosphaera mediterranica. Самые верхние образцы из этого интервала практически не содержат наннопланктона.

Интервалу зон Discoaster kugleri-Catinaster coalitus отвечает интервал нерасчлененных фораминиферовых зон от зоны Globorotalia peripheroacuta до зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi.

Зона Discoastyer hamatus характеризуется резким увеличением обилия и разнообразия наннопланктона. Нижнюю границу зоны определяет появление первых пятилучевых дискоастеров (Discoaster bellus, D. cf. pentaradiatus) совместно с единичными Discoaster hamatus. Продолжается расцвет массивных Triquetrorhabdulus sp. Вновь многочисленны Coccolithus pelagicus, Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, Helicosphaera carteri, Reticulofenestra pseudoumbilica, Rhabdosphaera clavigera, Sphenolithus moriformis, Syracosphaera mediterranica, Umbilicosphaera sp. Более редки Discoaster brouweri, Discoaster sp., Scyphosphaera amphora.

Отложения зоны Discoaster hamatus содержат планктонные фораминиферы зоны Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis.

Зона Discoaster calcaris определяется условно. В этой части разреза наннопланктон присутствует лишь на отдельных уровнях, руководящие виды дискоастеров крайне редки и трудноопределимы из-за плохой сохранности или вторичного "обрастания" кальцитом. Появление Helicosphaera sellii используется для определения нижней границы зоны. Продолжает существовать комплекс наннопланктона, определенный в предыдущей зоне, но расширяется видовой состав дискоастеров появляются Discoaster brouweri, D. neohamatus, Discoaster cf. asymmetricus, различные вариации Discoaster variabilis (отмечены четырехлучевые формы). Самая верхняя часть разреза, возможно, принадлежит верхней части зоны Discoaster calcaris, так как здесь встречено несколько экземпляров Discoaster cf. berggrenii.

Осадки зоны Discoaster calcaris соответствуют фораминиферовой зоне Globorotalia acostaensis (тортонский ярус, верхний миоцен).

Хотя миоценовые отложения Юго-Западного Кипра и Северо-Западной Сирии формировались в достаточно разных геологических структурах, нельзя не заметить некоторых общих особенностей их геологического развития на протяжении этого времени.

Ранний миоцен является началом неогеновой трансгрессии. На Кипре и в Латакийском прогибе доминируют карбонатные отложения, включая такие их типы, как белые грубослоистые мягкие мелоподобные известняки и крепкие плитчатые известняки. Терригенное осадконакопление ограничено узким Аафринским грабеном.

Поздняя часть раннего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa) и средний миоцен соответствуют максимуму трансгрессии.

Осадки этого возраста и на Кипре, и в Сирии пользуются наибольшим распространением. Роль карбонатных пород по-прежнему велика, но во вторую половину среднего миоцена содержание терригенного материала в осадках заметно возрастает.

Начало позднего миоцена (тортонское время) характеризуется отчетливой регрессией. Отложения тортона на юго-западе Кипра занимают ограниченное пространство, а в Сирии морские условия сохранялись только на западе Латакийского прогиба и на севере впадины Эль-Габ. Осадки повсеместно карбонатно-терригенные, с увеличением терригенной составляющей в кровле тортона.

В конце позднего миоцена (мессинское время) регрессия достигает своего максимального значения и получают развитие осадки эвапоритового комплекса (на Кипре и на юго-западе Латакийского прогиба).

Плиоцен отмечен трансгрессией ограниченного масштаба.

Глава 4

СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСОПОТАМСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИРИЯ)

В миоценовое время Месопотамская впадина представляла собой область устойчивого погружения. В связи с этим миоценовые отложения пользуются повсеместным распространением на территории этой громадной структуры, протягивающейся с северо-запада на юго-восток более чем на 1000 км. На северо-востоке впадина ограничивается складчатыми сооружениями гор Загроса, на севере - Восточного Тавра. Юго-западный борт впадины четкого морфологического рубежа не имеет. Геологически граница впадины определяется контуром распространения миоценовых отложений по правобережью р.Евфрат. На юго-востоке непосредственным ее продолжением является, очевидно, область современного Персидского залива.

Тектоническое строение впадины неоднородно. Северо-восточная ее часть относится к Месопотамскому предгорному (краевому) прогибу. Югозападная часть расположена на платформенном основании, охватывая краевую зону Аравийской платформы с очень глубоким погружением докембрийского фундамента (Приевфратский прогиб). Это обстоятельство, а также наличие структур второго порядка вызывают значительное разнообразие фаций и мощностей миоценовых осадков Месопотамской впадины.

В административном отношении Месопотамская впадина приурочена к территории трех стран. Она охватывает северо-восточную часть Сирии (к востоку от правобережья р.Евфрат), Северный и Северо-Восточный Ирак и Юго-Западный Иран.

Нами рассматривается только сирийская часть Месопотамской впадины. Конечно, она составляет лишь незначительную территорию по отношению к таковой всей Месопотамии. Однако в пределах Сирии мы встречаемся с полным разрезом миоценовых отложений месопотамского типа, причем многие их литологические и палеонтологические особенности чрезвычайно характерны для миоцена всей Месопотамской впадины, выдерживаясь в Ираке и Иране.

В тектоническом плане в Сирии выделяются те же две зоны, указанные выше. Крайний северо-восток Сирии принадлежит зоне передового прогиба – к северу от полосы поднятий Туаль-Абба-Джебель-Абд-эль-Аазиз–Джебель-Джерибе (западное периклинальное замыкание поднятия Джебель-Синджар, расположенного уже на севере Ирака). Территория к югу от этой полосы поднятий относится к краевой впадине Аравийской платформы (Приевфратский прогиб).

Первые сведения о стратиграфии миоценовых отложений сирийской части Месопотамии содержатся в трудах французских геологов (Dubertret, 1938, 1943, 1944; Dubertret et al., 1932; Doncieux et al., 1936; Cizancourt, 1934). Ими намечена основная последовательность осадочных толщ в миоцене Месопотамии. Что же касается их возраста, то взгляды французских специалистов отражают уровень стратиграфической науки того времени и значительно отличаются от реальности.

В 1958-1961 гг. на территории Сирии группой советских специалистов проводилась геологическая съемка в масштабе 1:200 000. Обшая литолого-стратиграфическая характеристика миоценовых отложений Месопотамии приведена в объяснительных записках к листам геологической карты, расположенным в пределах рассматриваемого региона (Kozlov, 1966; Medvedev, 1966 a, b; Petrov, Antonov, 1966; Oufland, 1966 a, b; Ponomarev, 1966; Ponomarev, Bivshev, 1966; Galaktionov et al., 1966), а также в объяснительных записках к геологическим картам в масштабе 1:1 000 000 (Ponikarov et al., 1966) и 1:500 000 (Ponikarov et al., 1967) и в сводной монографии о геологии Сирии (Поникаров и др., 1969). Возраст выделяемых свит месопотамского миоцена по фораминиферам обоснован

В.А.Крашенинниковым (1966), моллюски изучались И.А.Бертельс-Успенской под руководством Р.Л.Мерклина (Бертельс-Успенская, Уфлянд, 1971; Уфлянд, Бертельс-Успенская, 1971).

На протяжении миоценового времени Месопотамский бассейн испытал сложную историю палеогеографических связей с морями открытого типа (Средиземное море, Индийский океан). Стратиграфическая последовательность его отложений представляет собой чередование нормальноморских, солоноватоводных, эвапоритовых и континентальных фаций. Как правило, комплексы органических остатков либо весьма своеобразные, либо обедненные, либо со значительным количеством эндемиков. Все это вызывает большие затруднения в определении возраста отложений. В силу подобных обстоятельств в 1988-1990 гг. В.А.Крашенинников провел специальные тематические исследования на Алеппском плато (север Сирии), где происходит стык средиземноморских и месопотамских фаций миоцена. Эти исследования в сочетании с изучением биоты из миоценовых отложений Месопотамии и анализом трансгрессивнорегрессивных циклов на северо-западе, севере и северо-востоке Сирии позволили с большой степенью достоверности определить возраст стратиграфических подразделений миоцена Месопотамской впадины, провести корреляцию с миоценом Средиземноморья и, таким образом, проследить историю палеогеографических связей Атлантического и Индийского океанов.

Миоценовые отложения сирийской части Месопотамской впадины разделены на четыре свиты. Нижняя свита диббане имеет пестрый литологический состав - песчаники, глины, мергели, известняки, иногда прослои и пачки гипсов. Ее возраст – ранний миоцен (в интервале от зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri до зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus). Выше залегает свита джерибе, сложенная разнообразными известняками. Она соответствует самой верхней части нижнего миоцена (аналог зоны Praeorbulina glomerosa) и среднему миоцену. В тех случаях, когда и свита диббане, и свита джерибе представлены известняками, они иногда объединяются под названием свиты евфратских известняков. Свита джерибе перекрывается мощной толщей эвапоритовых отложений - чередование гипсов, солей, мергелей, известняков и глин свиты нижний фарс (тортонский ярус, верхний миоцен). Заканчивается разрез миоцена континентальными красноцветными осадками свиты верхний фарс (предположительно мессинский ярус, верхний миоцен). Указанные свиты выдерживают

свои особенности на обширных пространствах Северо-Восточной Сирии, их границы в различных структурных регионах этой части Месопотамской впадины занимают синхронное (или близкое к таковому) положение. Все они отражены на соответствующих листах геологической карты Сирии в масштабе 1:200 000.

Свиты диббане, джерибе, нижний и верхний фарс выделены на территории Ирака в первой половине нашего столетия. Например, свита джерибе впервые упоминается в 1936 г. (Lexique..., 1963), а свита нижний фарс – в 1918 г. (Lexique..., 1959). Появление этих названий лито-стратиграфических подразделений в Ираке вполне понятно - с первой свитой связаны гигантские месторождения нефти Киркука, а эвапоритовые отложения свиты нижний фарс представляют собой покрышку нефтяных залежей. Не исключено, что в пределах Ирака с запада на восток (т.е. в сторону предгорного прогиба) рассматриваемые свиты испытывают фациальные изменения и относятся к категории формаций, т.е. лито-стратиграфических единиц со скользящими границами (Alsharchan, Nairn, 1997). Отметим, что стратотип свиты джерибе находится на севере Ирака (сел. Джаддала) на поднятии Синджар. Западным продолжением этой структуры (уже на территории Сирии) является поднятие Джебель-Джерибе (изученное нами), откуда свита и получила свое название. Таким образом, есть все основания полагать идентичность стратиграфического объема свиты джерибе Сирии и формации джерибе Ирака (в ее стратотипе). К сожалению, возраст формаций миоценовых отложений Ирака в геологической литературе противоречив и палеонтологически мало обоснован.

Естественные обнажения миоценовых отложений месопотамского фациального типа протягиваются широкой полосой вдоль всей долины р.Евфрат (преимущественно по правобережью) от Абу-Кемаль на юге (граница с Ираком) до Джераблюс на севере (граница с Турцией) (рис.22). Очень хорошие разрезы миоцена приурочены к поднятиям на севере и северо-востоке Месопотамии (Туаль-Абба, Джебель-Абд-эль-Аазиз, Джебель-Бейда, Джебель-Джерибе, Чембе, Карачок и др.). В центральной равнинной части Месопотамии (Джезире) миоцен перекрыт континентальными осадками плиоцена и квартера. Конечно, миоценовые отложения пройдены многими буровыми скважинами, но в публикации проникают очень скудные сведения. Во-первых, материалы являются собственностью различных нефтяных компаний. Во-вторых, продуктивные



Рис. 22. Границы распространения морских и континентальных отложений мноцена Месопотамской впадины (Восточная Сирия) Границы распространения отложений: 1 – нижнего миоцена (свита диббане, зоны N4–N7), 2 – верхней части нижнего миоцена – среднего миоцена (свита джерибе, зоны N8–N14), максимум миоценовой трансгрессии в Сирии, 3 – тортонского яруса верхнего миоцена (свита нижний фарс), 4 – мессинского яруса верхнего миоцена (свита верхний фарс); 5 – разрезы и обнажения миоцена Месопотамской впадины, упоминаемые в тексте: 1 – вади Суаб, 2 – Джебель-Бишри, 3 – Джебель-Дилаа, 4 – Кара-Козак, 5 – Туаль-Абба, 6 – Джебель-Бейда, 7 – Джебель-Абд-эль-Аазис, 8 – Умм-эль-Хасане, 9 – Дбари, 10 – Абу-Фидже, 11 – Джебель-Джерибе, 12 – Карачок, 13 – Торамиш, 14 – Серрин-эш-Шемалие, 15 – Абу-Хурейра, 16 – Ресафе, 17 – Туркмание, 18 – Эль-Хир, 19 – Бир-Диди, 20 – Бир-Седжири

горизонты нефти приурочены к более древним отложениям (главным образом, триас), в отличие от Ирака и Ирана в породах миоцена нефти нет и потому осадки этого возраста проходятся практически без отбора керна.

Ниже приводится литолого-палеонтологическая характеристика четырех вышеупомянутых свит (рис.23 – вклейка).

Свита диббане

Отложения свиты диббане обнажены в основном на правобережье Евфрата. Из района Абу-Кемаль на юге они тянутся полосой к возвышенности Джебель-Бишри, огибают ее с востока и далее распространены вдоль северного борта Пальмирид до селения Туркмание. Севернее, в разрезах по Евфрату (на участке Джераблюс-Абу-Хурейра) свита диббане отсутствует (здесь на породах палеогена располагаются известняки свиты джерибе). На территории междуречья Евфрата и Тигра (равнина Джезире) имеется только один выход пород свиты диббане - восточное замыкание горстовой структуры Джебель-Абд-эль-Аазиз. В остальных районах Джезире (бассейн р.Хабур) свита диббане скрыта под более молодыми осадками. Литологический облик свиты диббане в

краевой части Месопотамии (правобережье Евфрата) и в центре впадины резко различен.

В краевой части Месопотамской впадины свита диббане представлена прибрежными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. Это толща белых, серых, желтоватых и розоватых кварцевых песчаников и песков различной плотности и зернистости: от грубозернистых с галькой кремней до мелкозернистых, от крепких сливных песчаников до рыхлых стекольных песков. Среди чисто песчаных пород присутствуют прослои известняков и глин. Известняки иногда афанитовые, иногда мелкокавернозные, обычно песчанистые, нередко с многочисленными выщелоченными раковинами мелких гастропод и пелеципод. Глины известковистые, зеленовато-желтые и зеленоватые, нередко песчанистые, с редкими раковинами эвригалинных фораминифер – Elphidium sp., Rotalia sp., Discorbis sp. и иногда с оогониями харовых водорослей. Мощности свиты непостоянны и колеблются от 15 м до 85 м. В типичном виде свита обнажена на северном и южном склонах возвышенности Джебель-Бишри (Бир-Седжири, вади Рхум, Кдейр, Джебель-Дилаа, Эль-Хир) и западнее г.Абу-Кемаль (вади Уар, Суаб и Мия).

Свита диббане в центральной части Месопотамской впадины характеризуется совсем иными особенностями. На восточном замыкании поднятия Джебель-Абд-эль-Аазиз (у сел. Умм-Эль-Хасане) свита диббане прекрасно обнажена, ее мощность (видимая) достигает 115 м. Контакт с подстилающими породами не вскрыт. В составе свиты выделяется две пачки.

Нижняя из них (мощность 50 м) сложена зеленоватыми, желтоватыми и светло-серыми глинистыми известняками и мергелями с прослоями афанитовых, оперкулиновых и водорослевых (шаровидные стяжения литотамний 1-3 см в диаметре) известняков. Среди этих пород – пласт белых сахаровидных гипсов мощностью 8 м. Мергели и известняки, нередко пронизанные ходами илоедов, содержат раздавленные скелеты морских ежей и крайне своеобразные комплексы фораминифер. Они состоят из огромных скоплений лишь одного вида планктонных фораминифер Globigerinoides trilobus (многие сотни экземпляров на 100 г образца осадков) в сочетании с очень редкими Globigerina praebulloides, G. falconensis, G. foliata, Globoquadrina sp. и немногочисленными бентосными фораминиферами-Elphidium kvesanensis Artchv., E. aff. macellum (F. et M.), Florilus boueanus (d'Orb.), Cibicides stavropolensis Bogd., Cancris auriculus (F. et M.), Textularia consecta d'Orb.

Верхняя пачка (мощность 65 м) состоит из пород существенно иного литологического состава. Доминируют разнообразные известняки белого, серого и коричневатого цвета (афанитовые, мелкозернистые, кавернозные, мелкодетритусовые) с прослоями (от 3 до 8 м) белых массивных гипсов. Фораминиферы в этих отложениях не обнаружены, а ядра мелких пелеципод и гастропод в выщелоченных известняках неопределимы.

Бурение на антиклинальных структурах Северо-Восточной Месопотамии (Хурбе, Чембе, Джибисса, Гуна) показало, что к формации диббане относится толща мергелей и известняков с прослоями ангидритов, причем осадки содержат представительные комплексы планктонных фораминифер (Bach-Imam et al., 1976). В основании выделяется зона Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri, где совместно с индекс-видами встречаются Globigerinoides immaturus, G. quadrilobatus, Globigerina woodi, G. semivera, Globorotalia siakensis, Cassigerinella chipolensis (аквитанский ярус, нижний миоцен). В вышележащих слоях нижнего миоцена появляется Globigerinoides trilobus и Globoquadrina praedehiscens (вероятно, зона Catapsydrax dissimilis). Формация диббане в этом районе подстилается мергельной формацией Чилу с богатыми ассоциациями планктонных фораминифер олигоцена. В верхнем олигоцене

(хаттский ярус) они позволяют выделить зоны Globorotalia opima и Globigerina ciperoensis, причем в последней установлен вид Globorotalia pseudokugleri. Он типичен для переходных слоев от олигоцена к миоцену (в современной литературе выделяется зона Globorotalia kugleri, помещаемая одними авторами в кровлю олигоцена, а другими – относимая к нижнему миоцену). Таким образом, в погруженной части Месопотамской впадины переход от олигоцена к миоцену постепенный, но биономическая обстановка изменилась существенным образом - в нижнем миоцене появились гипсы. Этот литологический признак используется при каротаже скважин для определения границы олигоцена и миоцена, но, конечно, первые пласты гипсов не обязательно точно маркируют стратиграфическую подошву миоцена.

Отложения свиты диббане в разрезе Джебель-Абд-эль-Аазиз с массовыми Globigerinoides trilobus принадлежат, очевидно, более высоким горизонтам нижнего миоцена. Этот вид появился в осадках аквитанского яруса, но обильным становится в раннебурдигальское время (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus). Необычные, почти моновидовые ассоциации планктонных фораминифер с массовым G. trilobus свидетельствуют о биономических условиях, отклоняющихся от нормально-соленых.

В западной краевой части Месопотамского бассейна осадки свиты диббане занимают меньшие площади, нежели отложения олигоцена, т.е. осадки нижнего миоцена регрессивны. В районе г.Ракка буровые скважины показали, что олигоцен и миоцен отделены перерывом. В некоторых скважинах песчаники нижнего миоцена располагаются на мергелях с планктонными фораминиферами зоны Globigerina ciperoensis, венчающей олигоцен, т.е. если перерыв и присутствует, то он минимален. В других скважинах песчаники свиты диббане трансгрессивно перекрывают мергели зоны Globorotalia opima, перерыв здесь очевиден и более значителен. Но все скважины в долине Евфрата свидетельствуют. о резкой смене литологического облика пород – карбонатные пелагические осадки олигоцена сменились терригенными мелководными отложениями нижнего миоцена.

На северном и южном склонах поднятия Джебель-Бишри и западнее г.Абу-Кемаль терригенные породы свиты диббане залегают с размывом на мелководных известняках олигоцена, т.е. и здесь наблюдается резкая смена характера осадконакопления. Однако судить о возможности перерыва (и его продолжительности) весьма затруднительно – олигоцен представлен либо массивными пере-



Рис. 23. Разрезы миоценовых отложений Месопотамской впадины

I – глины: 2 – песчаники; 3 – пески; 4 – алевролиты; 5 – мергели; 6 – песчанистые мергели; 7 – гипсы; 8 – известняки; 9 – песчанистые известняки; 10 – известняки; 11 – водорослевые известняки; 12 – окремненные известняки; 13 – лепидоциклиновые известняки: 14 – глинистые известняки; 15 – доломиты; 16 – размывы кристаллизованными известняками, либо лепидоциклиновыми и оперкулиновыми известняками, положение которых в рамках олигоценового времени недостаточно ясно.

Таким образом, отложения свиты диббане имеют раннемиоценовый возраст – от зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri до зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus включительно (аквитанский ярус – нижняя половина бурдигальского яруса). Характер отложений (гипсоносность) и фауны свидетельствует о затрудненной связи раннемиоценового Месопотамского бассейна с морями открытого типа со стеногалинным режимом. Биономические особенности, равно как и тип седиментации, были весьма различными в разных регионах этого бассейна. В западной краевой (прибрежной) части Месопотамии развиты мелководные терригенные осадки с солоноватоводными мелкими пелециподами и гастроподами, гладкими остракодами и редкими бентосными фораминиферами; песчанистые глины с харовыми водорослями формировались в лагунных условиях. В центральных районах Месопотамского бассейна осадки карбонатно-глинистые, пелагические, но на поднятии Джебель-Абд-эль-Аазиз они мелководные (среди мергелей прослои оперкулиновых и литотамниевых известняков). Весьма значительно менялись биономические условия и характер седиментации вверх по разрезу. Трудно объяснить, каким образом возникли толщи пород, в которых пачки ангидритов и гипсов переслаиваются с мергелями, содержащими комплексы планктонных фораминифер (напомним, что моновидовые их ассоциации указывают на какие-то отклонения от стеногалинного режима). По отношению к контуру развития отложений олигоцена распространение осадков свиты диббане регрессивно.

Свита джерибе

Отложения свиты джерибе в Месопотамской впадине занимают максимальные площади. Они сформировались в эпоху самой крупной трансгрессии миоценового времени в пределах Восточного Средиземноморья и Ближнего Востока. Их литологическая и фаунистическая характеристики весьма резко отличаются от таковых свиты диббане.

Обнажения свиты джерибе протягиваются почти сплошной полосой по правобережью Евфрата. Они начинаются западнее г.Абу-Кемаль (вади Суаб и вади Уар), распространяясь в направлении южного склона возвышенности Джебель-Бишри. Далее полоса выходов свиты джерибе огибает эту структуру с востока и следует вдоль северного борта Пальмирид до сел. Туркмание, после чего поворачивает на северо-восток к Евфрату. В районе сел. Абу-Хурейра обнажения свиты переходят на левый берег Евфрата и прослеживаются на север до границы с Турцией. К западу от меридионального течения р.Евфрат отложения свиты джерибе несомненно были развиты в пределах всего Алеппского плато на севере Сирии, осуществляя таким образом связь Месопотамского бассейна со Средиземноморским. К настоящему времени в восточной части плато они сохранились в виде останцов, а к западу и северу от Алеппо занимают обширные пространства (возвышенности Джебель-Смаан, Джебель-Дуэла, Джебель-Барича, Идлибское плато).

В центральной части Месопотамской впадины (междуречье Евфрата и Тигра) свита джерибе погружена под более молодые породы неогена, обнажаясь лишь на поднятиях Джебель-Абд-эль-Аазиз, Джебель-Бейда, Расс-эль-Айн, Джебель-Джерибе.

В зоне развития осадков свиты диббане (правобережье Евфрата от Джебель-Бишри до вади Суаб) наблюдается постепенный переход к свите джерибе; на Алеппском плато породы последней трансгресивно переходят на известняки олигоцена, верхнего и среднего эоцена. Аналогичные соотношения наблюдаются на поднятии Джебель-Абдэль-Аазиз. На восточном замыкании структуры свита джерибе согласно залегает на породах свиты диббане, а на южном (пологом) крыле поднятия переходит на различные горизонты палеогена.

Свита джерибе в литологическом отношении характеризуется двумя особенностями. Во-первых, она отличается монотонностью состава – почти исключительно известняки. Во-вторых, эти известняки по своему облику весьма разнообразны, будучи представлены набором литологических типов.

Показательным является строение свиты джерибе на поднятии Джебель-Абд-эль-Аазиз. В толще известняков мощностью 45 м здесь различается несколько разностей: 1) светлосерые и желтоватые мелкозернистые известняки, переполненные остатками литотамний; 2) белые мучнистые тонкозернистые известняки, толсто- и грубослоистые, крошащиеся, тонкопористые; 3) белые детритусовые известняки, пористые, неплотные, с ядрами и отпечатками раковин пелеципод и гастропод; 4) желтоватые известняки-ракушечники, кавернозные за счет выщелоченных раковин моллюсков; 5) неслоистые водорослевые известняки рифогенного облика, очень крепкие, афанитовые, при выветривании распадаются на глыбы причудливой формы. Эти разности известняков быстро чередуются между собой по разрезу и замещают друг друга по простиранию, не образуя каких-либо выдержанных маркирующих горизонтов.

В 20 км на юго-запад от Джебель-Абд-эль-Аазиз располагается небольшое антиклинальное поднятие Джебель-Бейда. Обнажающиеся в ядре структуры известняки свиты джерибе отмечены теми же литологическими особенностями.

На левобережье Евфрата обнажения свиты джерибе протягиваются от границы с Турцией до Мескене. Типичен разрез отложений этого возраста в обрывах левого берега реки у сел. Кара-Козак. Здесь свита джерибе (мощность 83 м) подразделяется на три пачки. Известняки нижней пачки с размывом располагаются на породах олигоцена. В основании – пласт конгломерата, быстро переходящего в грубослоистые белые или желтые детритусовые известняки с линзами ракушечников. Выше следует толща чередования: грубослоистых мелкодетритусовых известняков, то массивных, то кавернозных; белых тонкослоистых плотных и крепких мелкозернистых известняков; плитчатых афанитовых известняков светлобурого цвета; пористых ракушечников; обломочных литотамниевых известняков. В средней пачке среди плотных мелкозернистых и детритусовых известняков, а также ракушечников появляются тонкие прослои мергелей и зеленоватых известковистых глин. В верхней пачке вновь доминируют белые и желтоватые известняки с тем или иным количеством обломков литотамний и раковин моллюсков. По простиранию пачки не выдерживаются.

Далее к югу по левому берегу Евфрата свита джерибе обнажена у Серрин-эш-Шамалие, Кассак-Кибил, Эш-Шейх-Аннан, Джуб-ес-Сафа, Телль-Джармийе, Кантара, Мрхар. Свита сложена аналогичными мелкозернистыми, афанитовыми и органогенно-обломочными известняками с линзами выщелоченных ракушечников, банками устричников и тонкими прослоями глинистых известняков и мергелей. Видимые мощности варьируют от 12 до 43 м.

Переходя на правый берег Евфрата у сел. Абу-Хурейра, отложения свиты джерибе сохраняют свои литологические особенности. Они располагаются с размывом на породах олигоцена. В основании залегают плитчатые известняки с гравийным материалом. Выше следуют белые и серые органогенно-обломочные известняки, состоящие из фораминифер (оперкулины, миогипсины), обломков мшанок, моллюсков, литотамний. Известняки обычно выщелоченные, мелкокавернозные. В них хорошо видна косая слоистость – линзы детритусовых известняков с различными размерами обломков срезают друг друга. Еще выше следуют белые мелкозернистые известняки, тонкопористые, плохослоистые, с характерной грубоячеистой поверхностью выветривания. Заканчивается разрез Абу-Хурейра обычными для свиты выщелоченными ракушечниками. Видимая мощность 14 м.

Несколько иной характер носят отложения свиты джерибе западного (прибрежного) борта Месопотамского бассейна – вдоль северного склона Пальмирид и на склонах возвышенности Джебель-Бишри. По прежнему это в основном органогенные и карбонатные породы, но существенное значение приобретает терригенный материал.

Так, в разрезе на возвышенности Джебель-Таниет-эт-Тих свита джерибе начинается базальными конгломератами и известковистыми песчаниками. Выше следует пачка светло-серых крепких сильно песчанистых известняков и кавернозных органогенно-обломочных известняков, переходящих в ракушечники (ядра пелеципод, гастропод и морских ежей). Среди них прослои и линзы гравелитов и песчаников. Мощность 28 м.

На северном (вади Рхум, сел. Хуайет-абу-Джир, Бир-Седжири), восточном (вершина Шаафат-эль-Бешир) и южном (Джебель-Диди, Эль-Хир) склонах Джебель-Бишри свита джерибе сложена чередованием различных известняков – плотных и крепких мелкозернистых, песчанистых, мелкодетритусовых, кавернозных ракушечников с ядрами крупных морских ежей. Среди них нередки прослои (10–20 см) мелко- и среднезернистых кварцевых песков и песчаников. Мощности колеблются от 10 до 20 м.

Самые южные на территории Сирии выходы свиты джерибе находятся западнее г.Абу-Кемаль по вади Суаб и Уар. Здесь развита толща плотных афанитовых известняков, кавернозных выщелоченных ракушечников, песчанистых известняков и фораминиферовых известняков, состоящих из массы раковин альвеолинид, пенероплид и милиолид. Песчанистость наблюдается едва ли не во всех разностях пород; встречаются и линзы грубых кварцевых песчаников. Мощности не превышают 25 м.

На северо-востоке, в закрытой части Месопотамни свита джерибе вскрыта многими скважинами. Повсеместно она представлена известняками. Максимальные мощности зафиксированы в скв. Карачок-1 (135 м), Камышлы-1 (73 м) и Аль-Буаб-1 (62 м). Обычно же мощности находятся в пределах 30-45 м (Гбейбе-1, Гуна-1, Эль-Барде-1, Шейх-Салах-1 и др.). В скв. Дерро (находится на левом берегу Евфрата несколько севернее впадения в него р.Хабур) мощность известняков свиты джерибе составляет 48 м.

Известняки формации джерибе содержат разнообразную фауну пелеципод, гастропод, морских ежей и бентосных фораминифер. К сожалению, обычно раковины выщелочены, представлены ядрами и трудно определимы.

Комплексы моллюсков относительно удовлетворительной сохранности встречены в обнажениях по левому и правому берегу Евфрата между сел. Мескене и Ракка. Здесь установлены Chlamys multistriata Poli, Ch. cf. submalvinae Blanck., Corbula ex gr. carinata Duj., Pholadomya alpina Math., Venus clathrata Duj., Tapes cf. vetulus Bast., Miltha callipteryx (Tourn.), Divaricella ornata Agass., Diplodonta trigonula Bronn., Cardium ex gr. multicostatum Brocc., Monodonta ex gr. pygmea Cosm. et Peyr., Conus ex gr. ventricosus Brocc., Strombus sp., Fusus ex gr. valensiensis Grat., Cerithium ex gr. bronni Partsch, Turritella erronea Cosm., Haustator tornatus (Br.), H. aff. triplicatus (Br.), Patella sp., Psammobia ornata Agass., Ostrea ex gr. lamellosa Brocchi, Anadara turonica Duj., Modiolus sp.

Сходные ассоциации моллюсков обнаружены в известняках свиты джерибе и на северо-востоке Месопотамии (Джебель-Абд-эль-Аазиз, Джебель-Джерибе). Здесь хорошо наблюдается постепенный переход к эвапоритовым отложениям вышележащей свиты нижний фарс. Над первой пачкой гипсов располагаются органогенно-обломочные известняки, переполненные Ostrea lamellosa Brocchi, O. gingensis Schloth., O. frondosa de Serres, Gigantostrea crassicostata Sow., Chlamys ex gr. opercularis L., Pecten cf. fuchsi Font., Flabellipecten ex gr: larteti Tourn., Anadara diluvii Lam. Эти известняки по своей малакофауне еще принадлежат к свите джерибе.

Бентосные фораминиферы встречаются часто, нередко образуют целые скопления, но почти всегда присутствуют в виде трудно определимых ядер: Borelis melo (F. et M.), Dendritina rangi d'Orb., Peneroplis evolutus Hens., Meandropsina iranica Hens., Elphidium crispum (L.), E. macellum (F. et M.), Streblus beccarii (L.), разнообразные милиолиды. В нижней части свиты обнаружена Miogypsina sp.

Определение возраста свиты джерибе сталкивается с некоторыми трудностями. В целом, малакофауна и бентосные фораминиферы свидетельствуют о среднемиоценовом возрасте отложений; присутствие миогипсин предполагает, что низы свиты джерибе относятся к верхам нижнего миоцена. Возраст этой свиты уточнен при сопоставлении отложений месопотамского и средиземноморского миоцена в разрезах западного края Алеппского плато, где известняки свиты джерибе замещаются мергелями и глинами с планктонными фораминиферами зоны Praeorbuluna glomerosa (нижний миоцен) и среднего миоцена (в полном объеме).

Таким образом, основные черты свиты джерибе заключаются в следующем. Отложения этой свиты резко трансгрессивны. Они представлены мелководными, сравнительно маломощными (не более 100 м) известняками, среди которых доминируют органогенно-обломочные известняки и ракушечники. Литологическая особенность этих пород заключается в их пористости и кавернозности за счет выщелачивания (растворения) органических остатков. Плохая сохранность стеногалинной фауны создает большие трудности для определения возраста пород, но их пористость делает известняки свиты джерибе великолепным нефтяным коллектором. Именно к отложениям этого возраста относятся верхние продуктивные горизонты нефтяного супергиганта Северного Ирака (Киркук).

Свита нижний фарс

Отложения нижнего фарса захватывают обширные пространства Месопотамской впадины. Они связаны постепенным переходом с осадками свиты джерибе. В самой Месопотамской впадине контур распространения отложений свиты нижний фарс лишь немногим меньше такового свиты джерибе, т.е. свита нижний фарс все-таки регрессивна. Ее регрессивный характер становится очевидным, если принять во внимание, что вся территория Алеппского плато (от рифтовой зоны Эль-Габ на западе до р.Евфрат на востоке) лишена пород нижнего фарса (и более молодых осадков миоцена). Отложения нижнего фарса появляются лишь в разрезах меридионального участка р.Евфрат (Джераблюс, Серрин-эш-Шамалие), причем литологические особенности осадков (мелководные конгломераты, песчаники, глины) указывают на их формирование в краевой, прибрежной части моря.

Нижнефарсийские отложения Месопотамии лучше всего обнажены в эскарпах долины р.Евфрат и вдоль северной границы впадины, где разрезы нижнего фарса приурочены к бортам поднятий, осложняющих структуру Месопотамской впадины (Туаль-Абба, Расс-эль-Айн, Камышлы, Джебель-Абд-эль-Аазиз, Карачок, Чембе, Джебель-Бейда). Центральные равнинные районы Джезире (к востоку от р.Евфрат и южнее широты структуры Джебель-Абд-эль-Аазиза) отмечены значительно худшей обнаженностью, нижний фарс здесь нередко перекрыт континентальными осадками позднего неогена и квартера. Строение свиты нижний фарс очень сложное и быстро изменчивое по простиранию в связи с различной ролью глинистых, карбонатных и эвапоритовых отложений, формировавшихся в условиях различного режима солености.

В разрезах структур (Туаль-Абба, Джебель-Абд-эль-Аазиз, Карачок, Чембе и др.) на севере Месопотамии свита нижний фарс подразделяется на две пачки: нижнюю карбонатно-гипсоносную и верхнюю глинисто-гипсоносную.

Нижняя пачка сложена чередованием известняков, гипсов и подчиненных прослоев мергелей и глин. Известняки белого, серого или желтоватого цвета, зернистого сложения, почти всегда выщелоченные, мелкокавернозные и тонкопористые. Более редки пласты бурых плотных афанитовых известняков и пористых ракушечников, состоящих из ядер пелеципод Clausinella ex gr. persica Cox. Мощность известняковых прослоев варьируется в пределах 0,5-4,0 м. Мощность белых массивных мелкокристаллических гипсов значительно большая – от 2 до 40 м; по простиранию наблюдаются сужения пластов и раздувы. Светло-серые мергели, зеленоватые и красно-бурые алевритистые глины, переходящие в алевролиты, образуют маломощные прослойки и приурочены главным образом к верхам пачки.

Мощность карбонатно-гипсоносной пачки в естественных обнажениях меняется от 100 м (Чембе) до 290 м (Туаль-Абба), причем суммарная мощность гипсов составляет 70–90% от общей мощности пачки.

Верхняя глинисто-гипсоносная пачка представляет собой монотонное, иногда ритмичное чередование белых и светлосерых гипсов (пласты по 4–10 м, реже по 15–30 м) и пестроокрашенных глин (пласты по 0,3–7,0 м, отдельные пачки до 9– 11 м). Среди глин выделяются две основные разности: 1) красные, бурые и коричневатые аргиллитоподобные глины, слабокарбонатные и некарбонатные, плохо слоистые, иногда алевритистые, практически лишенные фауны; 2) серозеленые и зеленые известковистые глины, плотные, тонкослоистые, с раковинами моллюсков, бентосных фораминифер и остракод, иглами и фрагментами панциря морских ежей. Прослои мергелей, мелкозернистых известняков и выщелоченных ракушечников из Clausinella ex gr. persica Сох редки. В кровле пачки появляются алевролиты и тонкозернистые песчаники. Минимальная мощность верхней пачки составляет 80 м (Карачок), максимальная – достигает 300-400 м. Попрежнему суммарная мощность гипсов превышает таковую глинисто-карбонатных пород, но не столь значительно, как в нижней пачке. Например, на южном склоне Джебель-Абд-эль-Аазиз (вади Дбари, 20 км на юго-восток от г.Хасеке) общая мощность глинисто-гипсоносной пачки 230 м; из них 138 м приходится на гипсы и 92 м на глинистые породы.

Карбонатно-гипсоносная и глинисто-гипсоносная пачки хорошо выдерживаются в пределах целого ряда антиклинальных структур, но на территории всей сирийской части Месопотамии не являются строго выдержанными стратиграфическими подразделениями. Так, полевые наблюдения при геологической съемке (прослеживание маркирующих горизонтов) показали, что нижние 100 м глинисто-гипсоносной пачки в разрезе Туаль-Абба соответствуют верхам карбонатно-гипсоносной пачки разреза Джебель-Абд-эль-Аазиз.

Севернее Джебель-Абд-эль-Аазиз (т.е. в краевом прогибе) нижняя и верхняя пачки практически не выделяются. Свита нижнего фарса сложена здесь тонкослоистыми известковистыми глинами красного, бурого и зеленоватого цвета с подчиненными прослоями серо-зеленоватых мергелей, белых мелкозернистых известняков и кавернозных ракушечников, состоящих из массы Clausinella ex gr. регsica Cox. Прослои гипсов редки, маломощны и иногда отсутствуют совсем. Мощность нерасчлененного нижнего фарса на севере Месопотамии достигает 350–500 м.

Вместе с тем, необходимо отметить, что двучленное деление нижнего фарса выдерживается в соседних районах северного Ирака (очевидно, в общих чертах). Свита нижний фарс, в нашем понимании, подразделяется на нижний и средний фарс, которым придается региональное значение. К первому из них относится карбонатно-гипсоносная пачка, ко второму – глинисто-гипсоносная (Dunnington, 1958).

Бурение на многих структурах Северо-Восточной Сирии (пограничные районы с Ираком) – Суэйдия, Эль-Буаб, Эль-Барде, Гуна, Гбейбе, Джибисса, Шейх-Саллах и др. – подтвердило деление свиты нижний фарс на две пачки. Нижняя состоит из чередования гипсов, ангидритов и известняков, в верхней пачке эвапоритовые породы переслаиваются с пестроцветными глинами и мергелями. Важная особенность нижней пачки свиты нижний фарс заключается в появлении прослоев каменной соли. К северо-востоку от г.Хасеке в скважине Эль-Буаб присутствует лишь один пласт соли. К юго-востоку от Хасеке они гораздо многочисленнее - 12 пластов в скважине Гуна, 14 пластов в скважине Шейх-Саллах. Некоторые пласты соли достигают 10-20 м мощности (скважина Джибисса). Основная масса солей приурочена, очевидно, к наиболее прогнутой части Месопотамской впадины (бассейн р.Хабур). По данным скважин, общая мощность отложений нижнего фарса на северо-востоке Сирии варьируется от 345 м (скв. Эль-Барде 1) до 712 м (скв. Гбейбе 1).

Фауна моллюсков и бентосных фораминифер в карбонатно-гипсоносной и глинисто-гипсоносной пачках одинакова, но в зеленоватых карбонатных глинах последней из них фауна встречается более часто.

Комплекс моллюсков по сравнению с таковым из свиты джерибе становится более бедным. Он включает Clausinella ex gr. persica Cox, Cardium ex gr. gallicum (May), Lucina sp., Diplodonta sp., Anomya cf. ephippium L., Aloidis cf. gibba Olivi, Lithophaga lithophaga L., Pectunculus cf. glycymeris L., Ostrea fimbriata Grat., O. frondosa de Seer, Turritella ex gr. turris Bust., Clementina cf. papiracea Cox. В основании верхней глинисто-гипсоносной пачки нередко наблюдается горизонт с многочисленными Ostrea fimbriata, который служит инструментом местной корреляции.

Фораминиферы представлены Elphidium listeri (d'Orb.), E. antonina (d'Orb.), E. angulatum (Egger), E. crispum (L.), E. hauerinum (d'Orb.), E. macellum (F. et M.), Nonion granosus (d'Orb.), Florilus communis (d'Orb.), Cibicides boueanus (d'Orb.), Cancris brongnartii (d'Orb.), Reussella spinulosa (Reuss), Streblus beccarii (L.), Pyrgo inornata d'Orb., Quinqueloculina ungeriana d'Orb., Q. akneriana d'Orb., Triloculina austriaca d'Orb., Valvulineria obtusa (d'Orb.), Textularia mayeriana d'Orb., Spiroloculina canaliculata d'Orb., Sp. excavata d'Orb., Sigmoilina mediterranensis Bogd., Silicosigmoilina sp. В качестве редких экземпляров присутствует Borelis melo (F. et M.). Помимо перечисленных фораминифер встречаются еще виды эльфидиид, нонионид, милиолид, дискорбид, которые, очевидно, присущи только миоцену Месопотамии (эндемики). Они требуют специального изучения.

Моллюски и фораминиферы нижнего фарса известны из отложений среднего и нижней части

(тортонский ярус) верхнего миоцена Средиземноморья, Венского бассейна, Предкарпатья, Закарпатья и т. д. К сожалению, они не дают точной возрастной датировки. Поскольку свита нижний фарс подстилается известняками свиты джерибе среднего миоцена, тортонский возраст первой из них наиболее вероятен. Корреляция с миоценом Средиземноморья (зона Globorotalia асоstaensis) и анализ геологического развития Северо-Западной Сирии подтверждают подобное предположение.

В разрезах вдоль западного борта Месопотамской впадины нижний фарс сохраняет свои главные особенности, но в этой краевой прибрежной части бассейна резко возрастает роль терригенного материала.

У г.Джераблюс (граница с Турцией) нижний фарс начинается разногалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, выше которых следует пачка частого переслаивания афанитовых и мелкозернистых известняков, ракушечников, песчаников, зеленоватых глин и мергелей. Гипсы полностью отсутствуют. Видимая мощность не превышает 20 м. Фораминиферы в прослоях глин редки – Elphidium listeri (d'Orb.), E. antonina (d'Orb.), E. macellum (F. et M.), E. crispum (L.), Streblus beccarii (L.). В некоторых образцах присутствуют лишь оогонии харовых водорослей, что указывает на сильную опресненность прибрежной зоны морского бассейна.

Южнее, вдоль меридионального течения р.Евфрат (сел. Эль-Мрхара, Кара-Козак, Серрин-эш-Шамалие) прослои грубообломочных пород из разреза выпадают. Нижний фарс сложен чередующимися зеленоватыми мергелями и известковистыми глинами и красными невскипающими в кислоте аргиллитами. Пласты известняков редки, так же как и тонкие (1-10 см) прослои гипсов. Видимые мощности не превышают 50 м. Строение нижнего фарса ритмичное. Ритм начинается зелеными глинами и мергелями с раковинами пелеципод, остракод, иглами и фрагментами панциря морских ежей, разнообразными фораминиферами: Ostrea fimbriata Grat., Clausinella ex gr. persica Cox, Anomya cf. ephippium L., Cytherideis longula Ul. et Bass., Trachyleberis expunctata Zalanyi, Cypridea muelleri (Muens.), Elphidium hauerinum (d'Orb.), E. listeri (d'Orb.), E. antonina (d'Orb.), E. crispum (L.), Nonion granosus (d'Orb.), N. aff. punctatus (d'Orb.), Porosononion subgranosus (Egger), Discorbis semiorbis (Karrer), Dendritina sp., Streblus beccarii (L.). С появлением в глинах красных оттенков состав фауны беднеет, остатки морских ежей полностью исчезают. В красных аргиллитах присутствуют лишь эврибионтные фораминиферы Streblus beccarii, Elphidium macellum, E. crispum и оогонии харовых водорослей. Как видим, терригенные отложения в этом районе начинаются с самого основания нижнего фарса, а карбонатногипсоносная пачка здесь отсутствует.

На правобережье Евфрата вдоль северного борта Пальмирид (к востоку от сел. Туркмание) нижний фарс сложен сильно песчанистыми известняками, зеленоватыми глинами и мергелями и красными аргиллитами с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Гипсов совершенно нет. Видимые мощности не превышают 10– 15 м, так как свита срезается трансгрессивным плиоценом.

На равнине между северным бортом Пальмирид и р.Евфрат нижний фарс погружен под осадки плиоцена. По данным скважин (скв.153 на северовосток от сел. Туркмание, скв. 300 на юг от сел. Эс-Сафсафе), он сложен пестроокрашенными глинами, мергелями, известняками, но среди них уже появились мощные (до 10-20 м) пачки гипсов. Отложения подобного типа обнажаются в окрестностях Ресафе. Именно гипсы нижнего фарса в условиях жаркого и сухого климата Сирии явились тем строительным материалом, из которого сооружены крепостные стены, дворцы и храмы Ресафе (Сергиополис) – византийского города VI века н.э. Глины и мергели в районе Ресафе содержат хорошие комплексы фораминифер, аналогичные таковым из нижнего фарса других регионов Сирии.

На восточном замыкании Пальмирид (возвышенность Джебель-Бишри) отложения нижнего фарса, как и на северо-востоке Сирии, достигают значительной мощности и расчленяются на нижнюю карбонатно-гипсоносную и верхнюю глинисто-гипсоносную пачки. Первая из них сложена чередованием гипсов (пласты по 2-7 м, до 18 м), пористых зернистых известняков и ракушечников, состоящих из Clausinella ex gr. persica Cox и мелких гастропод (пласты по 0,2-0,6 м, до 2 м), тонких прослоев зеленых глин и красных плотных аргиллитов. Число глинистых прослоев возрастает вверх по разрезу. Мощность нижней пачки достигает 250 м. В зеленых глинах обычны остатки морских ежей и бентосные фораминиферы: Elphidium listeri (d'Orb.), E. macellum (F. et M.), E. hauerinum (d'Orb.), E. antonina (d'Orb.), Streblus beccarii (L.), Textularia mayeriana d'Orb., Spiroloculina canaliculata d'Orb., Quinqueloculina ungeriana d'Orb., Q. akneriana d'Orb., Q. contorta d'Orb.

Верхняя глинисто-гипсоносная пачка хорошо обнажена на востоке Джебель-Бишри (вади Фассайате, вади Харамийе) и в обрывах правого берега Евфрата почти на всем его протяжении от г.Ракка до г.Дейр-эз-Зор. Она представлена переслаиванием гипсов (пласты по 3–8 м, до 15 м), зеленоватых мергелей, известковистых глин и красных аргиллитов (пласты до 3–10 м). В верхней части пачки – прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность глинисто-гипсоносной пачки 300 м. Комплекс фораминифер более богатый, нежели в карбонатно-гипсоносной пачке. Помимо видов, приведенных выше, здесь встречены Elphidium ungeri (Reuss), E. ex gr. falunicum Cushman, Nonion aff. punctatus (d'Orb.), Nonion granosus (d'Orb.), Florilus communis (d'Orb.), Cibicides boueanus (d'Orb.), Bulimina pupoides d'Orb., Bolivina dilatata Reuss, Reussella spinulosa (Reuss).

Самые южные выходы нижнего фарса находятся около г.Абу-Кемаль. Свита сложена чередованием зеленоватых глин, красных аргиллитов, выщелоченных ракушечников и гипсов.

В целом регрессивная свита нижний фарс представляет собой эвапоритовую формацию тортонского возраста. Она сложена разнообразным набором пород – известняки, ракушечники, пестроцветные глины и мергели, гипсы и ангидриты, каменная соль – формировавшихся в условиях различного режима солености морской воды (в широком диапазоне - от почти пресноводных осадков с харовыми водорослями до гиперсоленых хемогенных осадков). Груботерригенные осадки (песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты) развиты лишь в западной прибрежной части раннефарсийского моря. Это море, несомненно, находилось в крайне затрудненной связи с полносолеными морскими бассейнами открытого типа.

Свита нижний фарс распространена в пределах всей Месопотамской впадины. На территории Ирака и Ирана она является надежной покрышкой (cap rock) гигантских нефтяных месторождений этих стран, хотя ее стратиграфический объем, очевидно, изменчив по простиранию (Alsharchan, Nairn, 1997).

Свита верхний фарс

Отложения свиты верхний фарс согласно и без всяких следов перерыва располагаются на породах нижнего фарса. Область их распространения по сравнению с таковой нижнего фарса заметно сокращается, т.е. верхний фарс регрессивен. Рассматриваемая свита преимущественно развита в бассейне р.Хабур – к востоку от долины Евфрата и к югу от Туальаббско-Синджарского вала, а также к северу от этой структуры (в Месопотамском краевом прогибе).

В разрезе на поднятии Восточный Карачок и особенно на маленькой, осложняющей его структуре Каник-Торамиш в составе свиты выделяются две пачки. Нижняя красноцветная пачка состоит из частого переслаивания серых, красно-бурых и зеленовато-серых глин, алевролитов, песчаников. В основании пачки песчаники мелкозернистые, выше по разрезу количество их прослоев увеличивается и они становятся среднезернистыми. В породах часто наблюдаются косая слоистость, волноприбойные знаки, следы усыхания. Верхняя сероцветная пачка также сложена глинами, алевролитами, песчаниками, но здесь преобладают тусклые буроватые и серые тона, а песчаники становятся средне- и грубозернистыми, плохосортированными, полимиктовыми. Мощность 230-250 м.

К югу от поднятия Джебель-Абд-эль-Аазиз литологические особенности верхнего фарса выдерживаются. Здесь выделяется нижняя красноцветная пачка тонкослоистых глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников (мощность 30–80 м) и верхняя сероцветная пачка, где доминируют грубые, плохосортированные песчаники (мощность 230–300 м). Отдельные пласты грубых косослоистых песков (аллювиальные отложения русловых потоков) достигают 20–25 м.

На равнине в бассейне р.Хабур верхний фарс вскрыт серией картировочных скважин. Он сложен в основном красноцветными глинами, аргиллитами и песчаниками. Сероцветная пачка грубых песчаников присутствует лишь местами. Очевидно, она уничтожена (частично) предплиоценовым размывом. В связи с этим наблюдаются колебания мощностей (от 65 м до 130 м).

Отложения верхнего фарса очень бедны органическими остатками. Фораминиферы встречены лишь в основании свиты – эврибионтный вид Streblus beccarii (L.) (районы Туаль-Абба, Дейр-эз-Зор, Ракка). Также немногочисленны пресноводные остракоды: Iliocypris bradyi Sars, I. gibba (Ramd.), Candoniella albicans (Brady), Darwinula stevensoni (Brady et Rober.), Potamocypris punctillata Vorosh., Cyclocypris minimus Vorosh., Zonocypris membranae (Livent.), Cyrpinotus micra Vorosh., Limnocythere sp., Eucypris sp. (определения Н.Н.Найдиной). Лишь оогонии харовых водорослей довольно обычны для всех районов свиты верхний фарс.

Литология и органические остатки свиты верхний фарс показывают, что отложения этой свиты являются континентальными – преимущественно озерными и аллювиальными, т.е. Месопотамская впадина потеряла всякую связь с открытыми морскими бассейнами.

Скудный палеонтологический материал не позволяет делать обоснованный вывод о возрасте отложений. По стратиграфическому положению свита относится к самой верхней части миоцена. Из анализа геологической истории всей территории Сирии достаточно очевидно, что свиту верхний фарс следует коррелировать с мессинским ярусом Средиземноморья (верхний миоцен).

Трансгрессивно и с размывом отложения верхнего фарса перекрыты толщей континентальных галечников, гравелитов и песчаников с подчиненными прослоями глин и алевролитов, относящейся к плиоцену.

Палеогеографические связи Средиземноморского и Месопотамского бассейнов

Изложенные литолого-стратиграфические данные о миоцене Северо-Западной Сирии (Средиземноморский бассейн) и Северо-Восточной Сирии (Месопотамский бассейн) позволяют представить палеогеографические связи этих двух бассейнов осадконакопления следующим образом (см. рис.21, 22).

Эвстатические (понижения уровня океана) и тектонические (восходящие движения) события терминального олигоцена привели к почти полному осушению территории Северо-Западной Сирии и к сокращению морского бассейна в Месопотамии.

Ранний миоцен – аквитанский ярус и раннебурдигальская зона Globigerinatella insueta– Globigerinoides trilobus – на северо-западе Сирии отмечен трансгрессией с возникновением узких проливов, пруроченных к прогибам (Латакийский) и грабенам (Аафринский). Через подобные узкие проливы осуществлялось, вероятно, сообщение с Месопотамией, где формировалась толща известняков и мергелей с прослоями гипсов и бедной микрофауной (свита диббане). Эта свита регрессивна по отношению к контуру распространения нормально-морских осадков верхнего олигоцена.

Поздний бурдигал (зона Praeorbulina glomerosa) и средний миоцен характеризуются обширной трансгрессией. Море покрыло все Алеппское плато, и Средиземноморский бассейн свободно соединялся с Месопотамским, в котором формировались карбонатные отложения свиты джерибе. Не исключено, однако, что мелководная акватория Алеппского плато служила неким экологическим барьером между Средиземноморьем и Месопотамией.

В начале позднего миоцена (тортонский век) на северо-западе Сирии произошла крупная регрессия, и Средиземноморье практически потеряло связь с Месопотамским бассейном, где в это время шло образование толщи глин, мергелей и известняков с мощными прослоями гипса и каменной соли (свита нижний фарс). Присутствие бентосных фораминифер в породах нижнего фарса, обычных для Средиземноморья и Венского бассейна, заставляет предполагать очень затрудненную связь Месопотамии и Средиземноморья в тортонское время. Эта связь могла осуществляться узким проливом, следы которого нужно искать на территории южной Турции (либо он был уничтожен в результате движения Аравийской плиты в северном направлении).

В конце позднего миоцена (мессинский век) регрессия на северо-западе Сирии достигла своего апогея, а отложения этого возраста представлены эвапоритовой формацией. В Месопотамии происходило накопление континентальных регрессивных осадков свиты верхний фарс, т.е. Средиземноморье и Месопотамия потеряли всякую связь между собой.

В начале плиоцена в Средиземноморье наблюдается трансгрессия ограниченного масштаба. Континентальный плиоцен Месопотамии также залегает трансгрессивно.

Приведенный анализ палеогеографических связей и биономической обстановки Средиземноморского и Месопотамского бассейнов миоценового времени базируется на ординарных геологических данных (геологическая съемка, палеогеографические, литологические и стратиграфические критерии) и палеонтологических материалах. Некоторые из этих материалов были опубликованы более 30 лет тому назад, причем объяснительные записки к листам геологической карты Сирии различного масштаба вышли из печати на английском языке. К сожалению, они не использовались иностранными авторами.

Представления о палеогеографических связях Средиземноморья и Месопотамии (т.е. бассейнов Атлантического и Индийского океанов) в последние годы изложены Ф.Штайнингером и Ф.Реглем (Roegl, Steininger, 1983; Steininger, Roegl, 1984; Roegl, 1996, 1998). В своих выводах эти исследователи исходили преимущественно из биогеографического распространения млекопитающих, миграция которых намечала сухопутные (континентальные) мосты, и из идеи о тектонических событиях на границе Аравийской и Анатолийской плит – перемещении первой из них в северном направлении в миоценовое время, коллизии этих плит и уничтожении части осадочного чехла в процессе аккреции. В меньшей степени уделено внимания региональной стратиграфии и корреляции разнофациальных толщ.

Рассмотрим картину палеогеографических связей Средиземноморья и Месопотамии в интерпретации Ф.Регля (Roegl, 1998), поскольку это самая поздняя из названных работ. Сведения о литологии и возрасте свит (формаций) миоценовых отложений Месопотамии в статье Ф.Регля очень неполные или вообще отсутствуют. Этот исследователь применяет шкалу ярусов и подотделов миоцена, отличную от используемой в данной монографии. Палеогеографические события анализируются в рамках зональной шкалы Э.Мартини по наннопланктону. Поскольку расчленение миоценовых отложений Сирии и Кипра проводилось нами по той же зональной наннопланктонной схеме, то нетрудно перейти к стратиграфической шкале (общей и зональной фораминиферовой) нашей монографии.

Интервал зоны Triquetrorhabdulus carinatus (NN1), зоны Discoaster druggii (NN2) и нижней части зоны Sphenolithus belemnos (NN3), т.е. аквитанское время в нашем понимании, согласно Ф.Реглю, характеризуется следующими особенностями. Рубеж палеогена и неогена и аквитанский интервал отмечены обширным распространением тропических вод со стороны Среднего Востока (Индо-Тихоокеанской области) в Восточное Средиземноморье. Это событие маркируется горизонтом известняков с обильными Lepidocyclina. Вдоль восточного шельфа Аравийской плиты развился эвапоритовый бассейн. По нашим наблюдениям, в Сирии олигоцен в целом регрессивен и мелководен. Пелагическое осадконакопление сохранялось только в Месопотамской впадине. На северо-западе Сирии отложения этого возраста практически отсутствуют. В аквитанское время здесь фиксируется трансгрессия, но она приурочена к узким Латакийскому прогибу и Аафринскому грабену. В Месопотамии аквитанские отложения регрессивны (низы свиты диббане) и характеризуются режимом солености, отличающимся от нормального. Ф.Регль прав в том отношении, что действительно в это время получают развитие эвапоритовые породы. По крайней мере, северо-западная часть Месопотамского бассейна явно находилась в затрудненной связи с Индийским океаном. Горизонты

лепидоциклиновых известняков-ракушечников великолепно развиты в верхнем олигоцене Сирии (Пальмириды, Сирийская пустыня); в нормальноморском аквитане Северо-Западной Сирии раковины лепидоциклин редки. В сирийской части Месопотамского бассейна и на западе Ирака они вообще не известны.

В интервале терминальной части зоны Sphenolithus belemnos (NN3) и большей части зоны Helicosphaera ampliaperta (NN4), т.е. в раннебурдигальское время, по мнению Ф.Регля, в Восточном Средиземноморье происходит крупнейшая перестройка. Морской пролив в этом регионе закрывается, Средиземное море превращается в залив Атлантического океана, а Месопотамский бассейн - в залив Индийского океана. На месте Ближнего Востока возникает сухопутный мост Gomphotherium, по которому происходит миграция позвоночных между Анатолийской и Аравийско-Африканской плитами. Вдоль восточного шельфа Аравийской плиты по-прежнему происходило формирование эвапоритовых отложений. Изложенные нами геологические материалы о северной периферии Сирии показывают, что в нижнебурдигальское время (зона Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus по планктонным фораминиферам) сколько-нибудь значительных изменений палеогеографической, биономической и литолого-фациальной обстановки на Ближнем Востоке не произошло. На северо-западе Сирии попрежнему располагался узкий морской пролив (Латакийский прогиб, Аафринский грабен), который между современными городами Аазаз и Килис пересекал границу Сирии и Турции, переходя в южные районы Турции. К востоку от современной долины р.Евфрат уже располагался Месопотамский бассейн. Как и в аквитанское время, на западе (в Средиземноморье) продолжалось накопление карбонатных и глинистопесчаных осадков с богатой нормальносоленой фауной, тогда как на востоке (Месопотамский бассейн) накапливались глинисто-карбонатные и хемогенные (гипсы) осадки свиты диббане с бедной фауной ненормальной морской солености. На протяжении почти всего раннего миоцена связь Средиземноморья и Месопотамии, если она существовала, оставалась крайне затрудненной, что и приводило к резкому различию биономических условий (прежде всего, режима солености морской воды).

Серьезным доказательством наличия сухопутного моста в нижнебурдигальское время служит миграция хоботных Gomphotherium и Deinotherium в Евразию и евразиатских носорогов Dicerorhinus на Аравийскую плиту. Отмеченное выше различие биономических условий двух бассейнов указывает, что и в предполагаемом случае их соединения связующим звеном был узкий пролив. Либо он не служил препятствием для миграции позвоночных, либо он не был постоянным и иногда закрывался, в связи с чем в свите диббане Месопотамии наблюдается чередование осадков с обедненными комплексами планктонных фораминифер и эвапоритов.

В интервале верхней части зоны Helicosphaera ampliaperta (NN4) и нижней части зоны Sphenolithus heteromorphus (NN5), т.е. в конце раннего – начале среднего миоцена (лангийский ярус по стратиграфической шкале Италии), по мнению Ф.Регля, имела место трансгрессия, Средиземноморье повторно (за миоценовое время) соединилось с Индо-Тихоокеанской областью, и формирование эвапоритовой формации в Месопотамской впадине прекратилось. Это положение соответствует действительности – все Алеппское плато и Месопотамия заняты осадками с фауной нормальной солености (нижняя часть свиты джерибе).

В интервале верхней части зоны Sphenolithus heteromorphus (NN5) и зоны Discoaster exilis (NN6) (средний миоцен, серравальский ярус по стратиграфической шкале Италии), согласно представлениям Ф.Регля, Месопотамский бассейн и Средиземноморье потеряли всякую связь. Средиземное море стало заливом Атлантического океана, а Месопотамский бассейн открывался в Индийский океан, иногда соединяясь на севере с Восточным Паратетисом (конкское, или позднебаденское время). Мощное развитие в Месопотамии (на протяжении всего серравальского времени) получила эвапоритовая формация. Это заключение Ф.Регля не соответствует геологической фактуре Сирии и Северо-Западного Ирака. В течение всего среднего миоцена Средиземноморье и Месопотамия были соединены широким проливом (через Алеппское плато), в котором происходило накопление известняков свиты джерибе со стеногалинной фауной. Аналогичные отложения характерны и для самой Месопотамской впадины, а эвапоритовые осадки (гипсы, соли) полностью отсутствуют. Они типичны для перекрывающей свиты нижний фарс верхнемиоценового (тортонского) времени, когда действительно Месопотамский бассейн потерял связь со Средиземноморьем.

По мнению Ф.Регля (Roegl, 1998), лангийская трансгрессия и серравальская регрессия в Восточном Средиземноморье соответствуют эвстатическому повышению уровня моря ТВ 2.3 и его падению ТВ 2.3/ТВ 2.4 по шкале Б.Хака и др. (Наq et al., 1987). Однако нельзя исключить наложения местных явлений на глобальные события. Так, трансгрессия в конце раннего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa) прекрасно наблюдается на Юго-Западном Кипре и в Северной Сирии, но в среднемиоценовое время море в этих регионах сохранило свои контуры, а регрессивность выражена лишь увеличением объема терригенного материала вверх по разрезу и возрастанием его гранулометрии.

Таким образом, наше изучение миоценовых отложений Сирии (и Кипра) не позволяет согласиться с палеогеографическими реконструкциями Ф.Регля. Нам кажется, что одной из причин его спорных выводов является ошибочное определение возраста свит, упоминаемых в тексте его работы (евфратские известняки, джерибе, нижний фарс), и их пространственного распространения.

Многие аспекты палеогеографической и палеоэкологической обстановок Месопотамского бассейна остаются неясными. На юго-востоке Ирака, юго-западе Ирана (восточное побережье Персидского залива), в Кувейте, Бахрейне, Катаре и Объединенных Арабских Эмиратах (западное побережье Персидского залива) в разрезе неогеновых отложений повторяется последовательность литологических толщ, наблюдаемая на севере этой впадины (в Сирии).

Разрезы неогена начинаются глинисто-песчанокарбонатной толщей с прослоями гипсов (формация Гар Кувейта, формация Нижний Фарс Катара, формация Джебель-Кэп Бахрейна, формация Нижний Фарс ОАЭ, формация Гар Южного Ирака, формация Диббане Западного Ирака, формация Гашсаран Юго-Западного Ирана). Выше следует толща карбонатных пород с морской фауной и богатыми запасами углеводородов (низы формации Нижний Фарс Кувейта, формация Дам Катара, низы формации Мишан ОАЭ, формация Джерибе Ирака, низы формации Мишан и верхние слои формации Асмари Ирана). Она сменяется толщей известняков, гипсов и соли, служащей покрышкой нефтяных месторождений (верхняя часть Нижнего Фарса Кувейта и ОАЭ, верхние слои формации Мишан Юго-Западного Ирана, формация Нижний Фарс Ирака). Заканчивается неоген пресноводными и континентальными терригенными осадками, тонкообломочными в нижней части (верхний миоцен) и грубообломочными в кровле (плиоцен) – формация Дибдибба Кувейта, формация Хофуф Катара, формации Верхний Фарс и Бахтиари Южного Ирака, формации Ага-Джари и Бахтиари Юго-Западного

Ирана. В Бахрейне и ОАЭ этому интервалу времени отвечает перерыв.

В этой последовательности отложений нетрудно видеть аналог разреза неогена Северной Месопотамии (Сирия) – эвапоритовая глинистокарбонатная свита диббане (нижний миоцен), известняки с нормальносоленой фауной свиты джерибе (верхи нижнего миоцена – средний миоцен), эвапоритовая глинисто-карбонатная свита нижний фарс (тортонский ярус), глинисто-песчаная свита верхний фарс (мессинский ярус) и грубообломочная свита бахтиари (плиоцен).

К сожалению, в литературе приводится очень слабая палеонтологическая характеристика неогеновых отложений Южной Месопотамии. Поэтому трудно составить представление об изохронности границ упомянутых формаций (и свит), особенно одноименных подразделений, и о масштабе скольжения границ во времени. По мнению A.Альшархан и A.Нейрн (Alsharchan, Nairn, 1997), изменения объема (и возраста) формаций по простиранию весьма значительны. Это показано ими на примере формаций Асмари, Гашсаран, Мишан, Ага-Джари и Бахтиари Ирана (стр.408, рис.9.8), формаций Евфратских известняков, Диббане, Джерибе, Нижний Фарс, Верхний Фарс и Бахтиари Западного и Восточного Ирака (стр.407, рис.9.7) и неогеновых отложений западного побережья Персидского залива от Кувейта до ОАЭ (стр.406, рис.9.6). Однако из этих корреляционных таблиц можно сделать и иной вывод - литологически сходные формации получают одноименное название, тогда как они занимают заведомо различное стратиграфическое положение. Так, эвапоритовая формация Нижний Фарс Катара и ОАЭ не имеют никакого отношения к свите нижний фарс Сирии и Западного Ирака.

Для нас важно отметить, что развитие отложений с различной палеоэкологической характеристикой на территории Кувейта, ОАЭ, Катара, Бахрейна, юге Ирака и юго-западе Ирана свидетельствует о сложных и непостоянных палеогеографических связях Южной Месопотамии с Индийским океаном. Присутствие эвапоритовых и континентальных отложений указывает на периодическую изоляцию Месопотамского бассейна от открытого Индийского океана в неогеновое (преимущественно раннемиоценовое, позднемиоценовое и плиоценовое) время. Очевидно, барьер (палеогеографический/палеоэкологический) находился в районе мезозойских горных сооружений Омана и современного Ормузского пролива. Только в среднем миоцене сообщение Южной Месопотамии с Индийским океаном было, очевидно, свободным.

Таким образом, для адекватного понимания истории геологического развития Месопотамской впадины необходимо знать не только ее связи со Средиземноморьем (т.е. с бассейном Атлантического океана), но и с Индийским океаном.

К сожалению, мы не располагаем надежными (литературными) данными по указанным проблемам стратиграфии и палеогеографии неогенового времени для всей области Персидского залива.

* * *

Корреляция миоценовых отложений в системе Мировой океан (Северо-Восточная Атлантика) – средиземные и краевые моря (Восточное Средиземноморье) – полузамкнутые морские бассейны (Месопотамский бассейн) приводит к следующим стратиграфическим выводам.

В стратификации миоценовых отложений Месопотамии (ее сирийской части) четко прослеживается историко-геологический подход. Геологические (тектонические, палеогеографические) события результировались в формировании осадочных толщ различного облика с фауной, свидетельствующей о различных морском (солевом) и континентальном режимах. Подразделения миоцена (диббане, джерибе, нижний фарс, верхний фарс) с изохронными границами (на территории Сирии) называются свитами, но они могут быть возведены и в ранг региоярусов. Классическим примером применения этого подхода является стратификация южно-русского миоцена, блестяще осуществленная в начале нашего столетия Н.Н.Андрусовым.

Восточное Средиземноморье (Кипр, Северо-Западная Сирия) находится на сравнительно небольшом расстоянии от Месопотамии. Некоторые из этапов геологического развития там те же самые, что и в Месопотамии (например, трансгрессия поздней части раннего миоцена – среднего миоцена, регрессия тортонского времени), другие события находятся в противофазе (например, трансгрессии раннего миоцена в Восточном Средиземноморье соответствует регрессия в Месопотамии). Применение историко-геологического подхода дало бы близкую, но не идентичную стратиграфическую шкалу миоцена Восточного Средиземноморья.

В акватории Северо-Восточной Атлантики геологические события Восточного Средиземноморья и Месопотамии просто не фиксируются. На первый план здесь выходят эволюционные преобразования биоты, как ответ на изменения гидросферы Мирового океана под влиянием глобальных факторов (климатических, эвстатических, гидрологических, геохимических и др.). Эволюция планктонного органического мира в миоценовое время была однонаправленной, но уровни изменения различных групп планктона (и их масштабность) далеко не всегда совпадают. По степени стратиграфической разрешаемости и географической протяженности выделяются две группы известкового планктона – фораминиферы и наннофлора, которые следует считать ортостратиграфическими.

Зональная шкала по планктонным фораминиферам и рассматривается нами как основа общей шкалы миоцена. Масштабность изменения фораминифер на границах зон позволяет объединять их в единицы более высокого ранга (ярусы, подотделы, отделы). Принципиальному изменению фораминифер в Средиземноморье могут не отвечать сколько-нибудь заметные геологические события (например, на границе нижнего и среднего миоцена, т.е. внутри лангийского "яруса"). И наоборот, крупному геологическому событию в Средиземноморье (например, на рубеже тортонского и мессинского ярусов) в океане отвечает второстепенное изменение фораминифер. В средиземных и полузамкнутых бассейнах изменения планктонной биоты могут либо нивелироваться, либо акцентироваться региональными геологическими событиями.

В процессе исследований по Проекту глубоководного бурения в океанах зональные шкалы (и прежде всего, по планктонным фораминиферам) стали языком международного общения. Местонахождение стратотипов зон по фораминиферам в разрезах миоцена Тринидада, Венесуэлы и Ямайки точно указано в монографиях Г.Болли (Bolli, 1957) и У.Блоу (Blow, 1969). Вероятно, немногие специалисты имели возможность видеть эти стратотипы, но зональной шкалой по фораминиферам пользуется все научное сообщество. Очевидно, прекрасная палеонтологическая характеристика в монографиях Г.Болли и У.Блоу важнее, чем существование самих стратотипов. Что же касается стратотипов ярусов миоцена в Средиземноморье, то они отражают узкорегиональный уровень знания прошлого века. Зональная шкала миоцена океанов и континентов не вписывается в прокрустово ложе формальных стратотипов. В наше столетие стратиграфия кайнозоя стала субглобальной и вряд ли целесообразно входить в XXI век с искусственными ярусными категориями миоцена.

Глава 5

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЛАНКТОННОЙ МИКРОБИОТЫ МИОЦЕНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Многочисленными исследованиями установлено, что распределение современных планктонных организмов в Мировом океане определяется взаимодействием поверхностных водных масс, свойства которых зависят от температуры, солености и связанной с ними плотности воды. В пределах современной Северной Атлантики в поверхностной структуре выделяется четыре водные массы, которые соответствуют квазистационарным круговоротам: тропическому антициклоническому, тропическому циклоническому, субтропическому антициклоническому и субполярному циклоническому. Круговороты разделены соответствующими гидрологическими фронтами. Периферические части круговоротов маркируются океанскими течениями, главными из которых в пределах Северо-Восточной Атлантики являются (с юга на север) Гвинейское, Северное Экваториальное, Канарское, переходящее в Северное Пассатное, и Северо-Атлантическое (рис.24).

Наиболее существенным фактором, влияющим на географическое распространение большинства



Рис. 24. Схема циркуляции поверхностных вод в Северной Атлантике

I – квазистационарные круговороты; 2 – гидрологические фронты; 3 – зоны дивергенции; 4 – зоны конвергенции.

Квазистационарные круговороты: І – тропический антициклонический, ІІ – тропический циклонический, ІІІ – субтропический антициклонический, IV – субтропический. Гидрологические фронты: СПФ – полярный, ССФ – субтропический, СТФ – тропический. Течения: І – Восточно-Гренландское, 2 – Западно-Гренландское, 3 – Лабрадорское, 4 – Ирмингерское, 5 – Гольфстрим, 6 – Северо-Атлантическое, 7 – Канарское, 8 – Северное пассатное, 9 – Северное экваториальное противотечение, 10 – Гвианское, 11 – Гвинейское, 12 – Южное пассатное



Рис. 25. Распределение среднегодовых температур поверхностной воды (°С) Северной Атлантики (Schott, 1944)

планктонных организмов, является температура поверхностного слоя воды. Распределение температур в Северной Атлантике, в целом подчиняясь широтной климатической зональности, по своему характеру существенно различается в ее западной и восточной частях (рис.25). Так, у берегов Западной Африки за счет влияния Канарского течения и регионального апвеллинга температуры поверхностных вод значительно ниже, чем на сопоставимых широтах западной части океана. В бореальных и субарктических широтах Восточной Атлантики они, напротив, гораздо выше, чем у берегов Северной Америки и Гренландии.

Субширотность биогеографических обстановок, восстановленная с помощью наннопланктона, нарушается в Северной Атлантике действием крупных поверхностных течений (и палеотечений) – Гольфстримом и Северо-Атлантическим, которые насыщают бореальные и субарктические воды Восточной Атлантики тропическими и субтропическими низкоширотными видами наннофоссилий Западной Атлантики. Сравнение биогеографических обстановок Северной и Южной Атлантики показывает, что в миоцен-четвертичное время Северная Атлантика в средних и высоких широтах была значительно теплее Южной за счет более обширных площадей субтропической и бореальной зон, в результате чего субарктическая зона занимала значительно более высокоширотное положение, чем субантарктическая, разница составляла 10–15°.

Влияние температурного режима вод на жизнедеятельность планктонных микроорганизмов находит отражение в их географическом распространении в поверхностных водах, прежде всего в уменьшении видового разнообразия в направлении от низких широт к высоким и приуроченности отдельных видов к водам с определенными температурными характеристиками. Это особенно хорошо видно на примере распространения таких групп планктона с карбонатным скелетом, как планктонные фораминиферы и кокколитофориды, которые характеризуются максимальным видовым разнообразием в экваториально-тропической и субтропической областях и резко обеднены в приполярных областях.

Тесная связь между распределением температур в поверхностном слое воды и распространением видов планктонных фораминифер, хорошо изученная на современном материале, позволила разделить их ныне живущую ассоциацию на группы видов, каждая из которых приурочена к определенным широтам и водам с определенными температурами (Parker, 1971), а также построить их температурный ряд (Бараш, 1980, 1988) (рис.26). Хотя предложенные разными авторами классификации видов по их отношению к температурам поверхностных вод несколько отличаются друг от друга в деталях, эти различия не носят принципиального характера. Группа тропических (или экваториально-тропических) видов включает Globorotalia menardii, G. tumida, Pulleniatina obliquiloculata, Candeina nitida, Globigerinoides sacculifer, G. ruber, G. conglobatus, Globoquadrina dutertrei, Orbulina universa, Globigerinella aequlilateralis. Группа субтропических видов представлена Globorotalia hirsuta, G. inflata, G. scitula, G. truncatulinoides dex., G. crassaformis, Globigerina calida, G. falconensis. Группа бореальных видов состоит из Globigerinita glutinata, Globigerina bulloides, G. quinqueloba, Neogloboquadrina pachyderma dex. Субарктическая группа представлена





Рис. 27. Распространение типов и подтипов танатоценозов планктонных фораминифер в современных осадках Северной Атлантики по (Бараш, 1988, с упрощениями)

I- субполярный (субарктический); II - умеренный (бореальный); III - субтропический; IV - тропический

только левозавернутой формой Neogloboquadrina pachyderma (рис.27). Используя принцип актуализма, данная классификация может использоваться, разумеется, с определенной долей условности, при интерпретации экологических характеристик ископаемых комплексов фораминифер.

Для наннопланктона классификация видов, приуроченных к водным массам с определенным температурным режимом, также разрабатывалась на основании изучения современного распределения наннофлоры (McIntyre, Be, 1967) и построения температурного ряда (Дмитренко, 1993).

Экваториально-тропическая группа включает Discoaster bellus, Sphenolithus belemnos, Triquetrorhabdulus milowii, виды родов Amaurolithus и Scyphosphaera.

Тропическая-субтропическая группа состоит из видов родов Amaurolithus, Ceratolithus, Discoaster, Helicosphaera, Scyphosphaera, Sphenolithus, Rhabdosphaera, Triquetrorhabdulus.

Бореальная группа представлена видами родов Coccolithus и Dictyococcites. Виды рода Reticulofenestra присутствуют во всех климатических зонах, но наибольшей численности достигают в умеренных и бореальных широтах.

Географическое распространение кремневого планктона в океане в зависимости от температуры вод существенно отличается от такового карбонатных микроорганизмов. Распределение видового разнообразия радиолярий в целом подчиняется широтной климатической зональности, однако эта группа отличается большей толерантностью к низким температурам поверхностных вод по сравнению с планктонными фораминиферами и кокколитофоридами, поэтому они достаточно разнообразны даже в антарктических водах. Влияние температуры на распространение диатомовых водорослей, которые обитают повсеместно в морских и пресных водоемах и даже подо льдом и в почвах, не столь однозначно, хотя разделение на относительно тепловодные и холодноводные формы у них также существует. Важными факторами, определяющими видовое разнообразие диатомей, являются освещенность и

наличие в водах биогенных веществ, в первую очередь, фосфора, азота и кремния, которые необходимы для питания и построения скелета.

Аналогичные различия наблюдаются у групп планктона с известковым и кремневым скелетом и в их продуктивности в поверхностных водах и, соответственно, в численности раковин в донных осадках. Наибольшая численность известковых микроорганизмов характерна для тропическойсубтропической области, где они слагают карбонатные илы на обширных участках дна. При переходе из низких широт в высокие их роль в осадконакоплении постепенно снижается, и в арктической и антарктической областях их содержание в осадках ничтожно. Планктонные микроорганизмы с кремневым скелетом, напротив, максимальные концентрации имеют в высоких широтах, в районах региональных апвеллингов и зонах дивергенции, т.е. в водах с низкими температурами.

Ареалы распространения раковин отмерших планктонных микроорганизмов с карбонатным и кремневым скелетом на дне океанов, как показывают исследования современных осадков, в масштабах океана географически совпадают с ареалами их обитания, т.е. распределение их танатоценозов подчиняется тем же закономерностям, что и распространение биоценозов. Вместе с тем, процессы растворения часто приводят к искажению первичного состава танатоценозов и нарушению широтной зональности в их распространении. Поскольку в океане глубинные воды недосыщены карбонатом кальция, а поверхностные, напротив, кремнеземом, растворение раковин карбонатных организмов увеличивается с глубиной, в то время как основная масса кремневых скелетов растворяется в верхнем слое воды сразу же после гибели организмов. По этой причине распределение танатоценозов карбонатных организмов, в дополнение к климатическому фактору, во многом определяется глубиной захоронения. На глубинах, близких к критическим, они могут существенно обедняться за счет растворения, в первую очередь, термофильных видов, и их состав может приобретать (внешне) более холодноводный характер по сравнению с биоценозом в той же широтной зоне.

Кроме перечисленных факторов, которые определяют закономерности распределения планктонных микроорганизмов в масштабах океана, в конкретных районах оно может зависеть и от местных особенностей условий обитания и захоронения. Поэтому при изучении ископаемых микроорганизмов и интерпретации экологических характеристик комплексов и их изменений во времени необходимо учитывать не только эффект глобальных и региональных факторов, но также и влияние местных условий. Это особенно важно при сравнении ископаемых ассоциаций из разрезов, формировавшихся в океане и морских бассейнах со своеобразными гидрологическими условиями, каким является Средиземное море. Разграничение сигналов глобальных (региональных) и локальных событий во многих случаях является непростой задачей. Ее решение возможно только при сравнении одновозрастных комплексов различных групп организмов с известковым и кремневым скелетом из разных областей и широтных зон океанов и морских бассейнов.

Общими группами планктона для Северо-Восточной Атлантики и Средиземного моря, которые характеризуются высоким видовым разнообразием и широким распространением в миоценовых осадках, являются планктонные фораминиферы и кокколитофориды. Что касается кремневых микроорганизмов (радиолярий и диатомей), то они распространены в осадках миоцена Атлантики, но в заметном количестве присутствуют лишь в отдельных интервалах разреза, а в Восточном Средиземноморье редки или практически отсутствуют. По этой причине при сравнении планктонной биоты Северо-Восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья мы вынуждены ограничиться рассмотрением особенностей состава и распространения в этих бассейнах только известковых групп. На фототаблицах I-VIII и IX-XVI изображены некоторые наиболее важные в стратиграфическом и экологическом отношениях виды, соответственно, планктонных фораминифер и наннопланктона.

Северо-Восточная Атлантика

Планктонные фораминиферы в Северо-Восточной Атлантике широко распространены в разрезах миоценовых осадков, вскрытых относительно мелководными скважинами во всех широтных зонах – от экваториально-тропической до бореальной. Их состав существенно меняется в разных климатических зонах, а в пределах одной и той же зоны – как по разрезу, отражая эволюционные изменения и тенденцию глобальных климатических колебаний, так иногда и по латерали в зависимости от региональных (локальных) особенностей условий обитания и захоронения.

Экваториально-тропическая область

В экваториально-тропической области Северо-Восточной Атлантики (0°–23°50' с.ш.) миоценовая ассоциация планктонных фораминифер и кокколитофорид наиболее полно представлена в скв.366 на поднятии Сьерра-Леоне и в скв.368 на поднятии Островов Зеленого Мыса у берегов Северо-Западной Африки (Lancelot, Seibold et al., 1978; Bukry, 1977). Во всех остальных (десяти) скважинах в пределах этой области фораминиферы и наннопланктон в силу фрагментарности изученных разрезов или плохой сохранности недостаточны для корректного анализа.

Планктонные фораминиферы

Ранний миоцен. Планктонные фораминиферы характеризуются относительно невысоким видовым разнообразием. В общей сложности насчитывается 36 видов (табл.7). Своеобразная черта комплекса заключается в том, что наряду с типичными миоценовыми формами присутствуют виды, переходящие из палеогена (главным образом из верхнего олигоцена). К последним относятся виды родов Catapsydrax (unicavus, dissimilis) и Globigerina (woodi, praebulloides, angustiumbilicata, juvenilis), a также Globorotaloides suteri, Cassigerinella chipolensis, Globorotalia nana. Экземпляры этих видов в количественном отношении подчас преобладают в ассоциации фораминифер, особенно в нижней половине нижнего миоцена. Типичными видами нижнего миоцена, впервые появляющимися в разрезе, являются представители рода Globigerinoides (primordius, trilobus, altiaperturus, diminutus, bisphaericus, subquadratus), Globoquadrina (praedehiscens, dehiscens, altispira), Praeorbulina (glomerosa, transitoria). В аквитанское время они занимали подчиненное положение, а в бурдигальское время стали доминантами.

Ассоциация фораминифер аквитанского времени характеризуется преобладанием космополитных видов, широко распространенных и в других климатических зонах. Планктонные фораминиферы указывают на относительное потепление по сравнению с поздним олигоценом. Раннебурдигальское время, когда в комплексе планктонных фораминифер доминируют виды Globigerinoides и Globoquadrina, а также появляется тепловодный вид Globigerinatella insueta, отмечено дальнейшей тенденцией улучшения климатических условий. В позднем бурдигале (зона Praeorbulina glomerosa) наступает климатический оптимум миоцена.

Холодноводность состава планктонных фораминифер в некоторых районах может быть

связана с явлениями апвеллинга и вторичного растворения. Так, в скв.368 на поднятии Островов Зеленого Мыса в нижнем миоцене, сложенном слабокарбонатными и бескарбонатными глинами, их обедненная ассоциация включает редкие виды родов Globigerina, Globoquadrina, Globorotaloides и Catapsydrax.

Средний миоцен. Разнообразие планктонных фораминифер в рассматриваемой широтной зоне остается приблизительно на том же уровне, что и в раннем миоцене (см. табл.7). Широко развиты космополитные Globigerina, Globoquadrina и Globorotalia с округлым периферическим краем (G. peripheroronda, G. obesa, G. siakensis), многие из них переходят из нижнего миоцена. Им сопутствуют впервые появляющиеся представители рода Sphaeroidinellopsis (seminulina, subdehiscens). Обычны виды рода Orbulina (suturalis, universa) и Biorbulina bilobata, которые появились на рубеже раннего и среднего миоцена и быстро расселились по всему океану. Существенная роль в среднемиоценовой ассоциации принадлежит килеватым глобороталиям (G. fohsi fohsi, G. fohsi lobata, G. peripheroacuta, G. archaeomenardii, G. praemenardii, G. menardii, G. scitula) и представителям рода Globigerinoides (trilobus, bollii, subquadratus, obliquus). Наибольшее распространение группа Globorotalia fohsi имеет в нижней части среднемиоценового интервала. Присутствие в большом количестве перечисленных видов указывает на тепловодный состав ассоциации фораминифер в первой половине среднего миоцена, т.е. температурный оптимум миоцена распространялся и на указанный интервал. Судя по составу фораминифер в осадках зон Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi, Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis и Globorotalia continuosa, где они представлены преимущественно космополитными видами, развитыми и в высоких широтах, во второй половине среднего миоцена климат снова становится более холодноводным.

Поздний миоцен. Ассоциация планктонных фораминифер в экваториально-тропической области становится заметно разнообразнее и насчитывает около 50 видов (см. табл.7). Следует, однако, иметь в виду, что осадки верхнего миоцена в отличие от нижне- и среднемиоценовых сохранились здесь в полном объеме, и планктонные фораминиферы обычно характеризуются лучшей сохранностью. Их ассоциация включает разнообразные виды родов Globigerina, Globorotalia, Globoquadrina, Neogloboquadrina, Globigerinoides, Hastigerina, Globorotaloides, Orbulina и Sphaeroidinellopsis. Большинство из них имеет панокеанское распространение,

Интервал	Ран	ний	Средний	Поздний
Dura	NIAL NIC	NT NO	NO N14	MUOLEH
Виды	<u>in40 - ino</u>	IN /-IN8	N9-N14	NID-NI8
Gioborotalia acostaensis				+
G. archaeomenardi			+	
G. bermudezi			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
G. cibaoensis				+
G. continuosa		- -	, 7	
G. dutertrei	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		·····	+
C. fahai fahai			+	
C. fohsi lohata			T	
G. himuto			т	
G. kurderi	+			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
G. languagnsis	+ 		+	
G. limbata				
G. margaritae margaritae			T	
G. margaritae margaritae	· · · · ·		```	Ŧ
G. mangaritae primitiva	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			_
G. merotumida			·····	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
G. minutissima	· · ·	+		
G. multicamerata		·····		+
G. nana	+			
G obesa	•	+	+	+
G. peripheroacuta		ŀ	+	
G peripheroronda	+	+	+	
G plesiotumida	•	,	•	+
G praemenardii			+	
G pseudomiocenica			• • • • • •	+
G soitula			+	+
G siakensis	+	<u>├</u>	+	·····
G tumida	·			+
Globigerina angustiumbilicata	+	+		· · ·
G. binaensis	+			
G. bollii		+		
G. bradvi	+			,
G. bulloides			+	+
G. decoraperta			+	+
G. drurvi		+	+	
G. falconensis		+	+	+
G. foliata		+		
G. juvenilis	+	+	+	+
G. nepenthes			+	+
G. praebulloides	+	+		
G. venezuelana	+	+		
G. woodi	+	+		
Globoquadrina altispira	+	+	+	+
G. dehiscens		+	+	+
G. langhiana			+	
G. larmeui		+		
G. praedehiscens	+			
Catapsydrax dissimilis	+			
C. stainforthi	+	+		
C. unicavus	+	+		
Globigerinoides altiaperturus	+			
G. bisphaericus	+		+	
G. bollii				+
G. bulloideus				+
G. diminutus		+		
G. extremus				+
G. obliquus			+	+
G. conglobatus				+
G. parkerae				+
G. primordius	+			
G. subquadratus		+	-	

Таблица 7. Состав миоценовых ассоциаций планктонных фораминифер экваториально-тропической области Северо-Восточной Атлантики

таблица 7 (окончание)

		-		
G. trilobus	+	+	+	+
Cassigerinella chipolensis	+	+		
Globigerinita glutinata		+	+	+
G. uvuta				+
Globorotaloides hexagonus			+	
G. suteri	+	+		
G. variabilis				+
Globigerinatella insueta		+		
Praeorbulina glomerosa		+	+	
Biorbulina bilobata			+	+
Orbulina suturalis			+	+
O. universa			+	+
Sphaeroidinellopsis multiloba			+	
Sph. seminulina			+	+
Sph. sphaeroides				+
S. subdehiscens			+	+
Candeina nitida nitida				+
C. nitida praenitida				+
Pulleniatina primalis				+
Globigerinella siphonifera				+
Neogloboquadrina humerosa				+
N. pachyderma				+
	22	27		
Всего видов: 84	36		35	45

встречаясь практически во всех широтных зонах. Широкое развитие килеватых Globorotalia (cultrata, menardii, merotumida, plesiotumida, tumida, multicamerata, pseudomiocenica и др.) и видов рода Globigerinoides (bollii, obliquus, extremus, parkerae, trilobus) свидетельствует о тепловодном составе ассоциации. На это же указывает и отсутствие в верхнемиоценовых осадках этой области видов группы Globorotalia miozea, типичной для холодноводных условий высоких широт Северного и Южного полушарий.

Наннопланктон

Ранний миоцен. Суммарное видовое разнообразие известкового наннопланктона в раннем миоцене достигает 43 таксонов, большая часть которых переходит из олигоценовых осадков – виды группы Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus abisectus, C. floridanus, Helicosphaera euphratis, H. obliqua, H. paralella, H. recta, Sphenolithus moriformis, Triquetrorhabdulus carinatus, T. milowii, Zygrhablithus bijugatus.

Первая половина раннего миоцена (27 видов) отмечена появлением типичных неогеновых форм – Discoaster aulakos, D. druggii, Sphenolithus belemnos, S. conicus, S. heteromorphus, S. dissimilis (табл.8).

Вторая половина раннего миоцена характеризуется увеличением таксономического разнообразия до 34 видов. Появляются менее массивные Discoaster exilis, D. variabilis и Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei. Продолжают существовать роды Discolithina и Helicosphaera. Основное место в ассоциации принадлежит дискоастерам (9 видов), сфенолитусам (8 видов) и хеликосферам (6 видов), однако наибольшие концентрации образуют Discoaster druggii, D. deflandrei, Cyclicargolithus floridanus.

Обилие Discoaster, Helicosphaera, Sphenolithus фиксирует потепление в конце раннего миоцена.

Средний миоцен. Разнообразие среднемиоценовой наннофлоры (38 видов) определяет расцвет рода Discoaster, представленного 19 таксонами, многие из которых характерны только для среднего миоцена – Discoaster signus, D. moorei, D. kugleri. В начале среднего миоцена большинство видов рода Helicosphaera и Sphenolithus теряет стратиграфическое значение и заканчивает свое существование.

Поздний миоцен. Позднемиоценовая ассоциация наннопланктона пополняется целым рядом тепловодных видов – Amaurolithus delicatus, A. primus, A. tricorniculatus, Scyphosphaera conica, S. intermedia, S. globulata, S. pullcherrima, S. recurvata и насчитывает 49 таксонов. Разнообразие дискоастеров сохраняется на прежнем уровне (18 видов), но видовой состав значительно обновляется, появляются Discoaster bellus, D. berggreni, D. intercalaris, D. neorectus, D. pansus, D. quinqueramus. Эволюционно постепенно утрачивают свое значение сфенолитусы, присутствуют лишь транзитные Sphenolithus abies и S. neoabies. Отсутствие холодноводной группы видов рода Coccolithus подчеркивает тепловодный облик комплекса Таблица 8. Состав миоценовых ассоциаций наннопланктона экваториально-тропической области Северо-Восточной Атлантики

Интервал	вал Ранний		Средний	Поздний мисшен	
Bunkt	NN1_NN39	NN3h-NN5a	NN5h-NN9a	NNQL_NN12a	
Amaurolithus amplificus	11.11-11.134	111130-111134		+	
A delicatus		1		+	
A. primus		1		+	
A. tricorniculatus				+	
Calcidiscus leptoporus		+	+	+	
C. macintyrei		+	+	+	
Catinaster coalitus		1	+	+	
C. calyculus		1		+	
Coccolithus pelagicus		+	+	+	
C. eopelagicus	+				
C. miopelagicus	+	+	+		
Coronocyclus nitescens	+	+	+		
Coronocyclus sp.	+	+	+		
Cyclicargolithus abisectus	+ .				
C. floridanus	+	+	+		
Discolithina japonica		+	+	+	
D. multipora	+	+			
D. segmenta	+	+			
Discoaster asymmetricus				+	
D. aulakos	+	+	+		
D. bellus				+	
D. berggrenn				+	
D. bollii			+	+	
D. braunari			++	+	
D. orloavier	· · ·		+	+	
D. challengeri			+		
D. deflandrei		L	+ +	T	
D. druggiji	+	· · · · ·		h	
D exilis	F	+			
D hamatus			+		
D. intercalaris				+ +	
D. kugleri			+	· · · · · ·	
D. loeblichi			1	+	
D. moorei		+	+		
D. neohamatus			+	+	
D. neorectus				+	
D. pansus				+	
D. perclarus	A. A. M.		+ .	+	
D. pentaradiatus			+	+	
D. pseudovariabilis			+	+	
D. quinqueramus				+	
D. subsurculus			+		
D. surculus				+	
D. variabilis		+	+	+	
D. woodringi	+	+			
Helicosphaera ampliaperta	+	+			
H. carteri		+	+	+	
H. euphratis	+	+	+		
H. intermedia	+	+	+		
H. paraiella	+	+			
H. recta	+				
Pontoenhoere discourse			<u> </u>	+	
Poticylo Constant Scopora			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	
Reticulorenestra Disecta	+	+	+	+	
R.pseudoumoinca		+	+	+	
Dependence alouing		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	,	
Riabuosphaera clavigera			+	+ 	
N. Stylliefa		<u> </u>	+	+	
Supermedia					
S. nuchincula					
o, puicici tillia		I	L	F .	

135

S. recurvata				+
S. globulata				+
Scyphosphaera sp.				+
Sphenolithus abies		+	+	+
S. belemnos	+	+		
S. conicus	+	+		
S. dissimilis	+			
S. heteromorphus	+	+	+	
S. moriformis	+	+	+	
S. neoabies		+	+	+
S. pacificus	+			
Thoracosphaera heimi		+	+	+
T. deflandrei		+	+	+
T. saxea			+	+
Triquetrorhabdulus carinatus	+		+	
T. milowii	+	+		
T. rugosus		+	+	+
Umbilicosphaera sibogae		+	+	+
Zyrhablithes bijugatus	+			
	43			
Всего видов: 81	27	36	44	49

таблица 8 (окончание)

наннофлоры и свидетельствует о повышении температуры поверхностных вод в экваториальнотропической области Восточной Атлантики в позднем миоцене.

Субтропическая область

В субтропической области (23°5'-40° с.ш.) миоценовые осадки вскрыты 12 скважинами главным образом в пределах континентального склона Северо-Западной Африки и у его подножия. Наиболее представительные комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона встречены в скв.369 и 397 в южной части субтропической области у берегов Мавритании, где установлены осадки всех подотделов миоцена, а в сводном разрезе - практически непрерывная последовательность зон (Lancelot, Seibold et al., 1978; von Rad, Ryan et al., 1979; Bukry, 1977; Cepek, Wind, 1979). Поэтому характеристика фораминифер и кокколитофорид миоцена субтропической области основывается на анализе их распространения в этих разрезах, а данные по остальным скважинам привлекаются как дополнительные.

Планктонные фораминиферы

Ранний миоцен. Суммарное видовое разнообразие планктонных фораминифер в осадках нижнего миоцена составляет 53 вида (табл.9). В их составе выделяются две заметно различающиеся ассоциации. Первая из них приурочена к нижней части разреза (интервал от зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri до зоны Catapsydrax stainforthi) и характеризуется относительной обедненностью (22 вида) и переходным составом, т.е. присутствием видов, пересекающих границу олигоцена и миоцена. На долю последних приходится не менее половины видов. Среди них Globorotalia minutissima, G. siakensis, Globigerina angustiumbilicata, G. juvenilis, G. praebulloides, G. venezuelana, Catapsydrax dissimilis, C. unicavus, Cassigerinella chipolensis, Globigerinita glutinata, Globorotaloides suteri. Типичные раннемиоценовые элементы включают виды рода Globigerinoides (altiaperturus, primordius, trilobus) и Globoquadrina (praedehiscens, dehiscens, altispira).

В более высоких горизонтах нижнего миоцена (интервал зон Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus и Praeorbulina glomerosa) accoциация фораминифер существенно более разнообразна и насчитывает 47 видов. По своему составу она заметно тепловоднее, что проявляется в широком развитии рода Globigerinoides, представленного семью видами, которые нередко являются преобладающим компонентом фауны фораминифер. Тепловодность ассоциации подчеркивается также присутствием, хотя и редко, типичного тропического моновидового рода Globigerinatella и в заметном количестве раковин видов рода Praeorbulina (glomerosa circularis, glomerosa curva, glomerosa glomerosa, transitoria). Этот короткоживущий род является исключительно характерным для тропической-субтропической области земного шара, где он широко распространен в пограничных нижне-среднемиоценовых слоях. Поскольку время жизни Praeorbulina совпадает с миоценовым оптимумом, он встречается в

Интерва	л Ран	іний	Средний	Поздний
	мис	оцен	миоцен	миоцен
Виды	<u>N4b - N6</u>	N7 - N8	<u>N9 - N14</u>	<u>N15 - N18</u>
Globorotalia acostaensis		ļ		+
G. acrostoma		+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
G. archaeomenardii		+	+	
G. bella		+		
G. birnageae		+	<u>+</u>	
G. compoiden		_	<u> </u>	
G. continuosa			+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
G. cultrata		· · ·	+	+
G dutertrei			· · · ·	<u> </u>
G. fahsi fahsi			<u></u>	,
G. fohsi lobata			+	
G. fohsi robusta			+	
G, humerosa praehumerosa			+ 、	+
G. juanai				+
G. lenguaensis			+	+
G. minutissima	+	+		
G. margaritae margaritae				+
G. menardii				+
G. merotumida			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+
G. mineacea				+
G. miotumida				+
G. miozea			+	
G. nana	+			
G. obesa	+	+	+	
G. partimlabiata			+	
G. peripheroacuta			+	
G. peripheroronda		+	+	
G. plesiotumida		ļ		+
G. praemenardii			+	
G. praescitula		+	+	
G. scitula			+	.+.
G. stakensis	+	+	+	
Globigaring angustiumbilizate		+		
G bingiencie	+		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · ·
G bolliji	+	±		
G bulloides		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	<u> </u>	
G calida praecalida		+	+	+
G. conglomerata	_	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · ·
G. decoraperta		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	+
G. digitata praedigitata			+	+
G. drurvi		+	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
G. eamesi			+	+
G. falconensis	+	+	+	+
G. foliata	+	+	+	+
G. juvenilis	+	+	+	
G. nepenthes			+	+
G. parabulloides			+	+
G. praebulloides	+	+	+	+
G. quinqueloba			+	+
G. regina		+	+	+
G. venezuelana	+	+		
G. woodi	+			
Globoquadrina altispira		+	+	+
G. altispira globosa	+	+	+	+
G. baroemoenensis		+	+	
G. dehiscens	+	+	+	+
G. langhiana		+		
G. larmeui		+		
G. praedehiscens	+			
Catapsydrax dissimilis	+			

Таблица 9. Состав мноценовых ассоциаций планктонных фораминифер субтропической области Северо-Восточной Атлантики

				таблица 9 (оконча
C. stainforthi	+			
C. unicavus	+	+		
Globigerinoides altiaperturus	+	+	+	
G. bisphaericus		+	+	
G. bollii		+	+	+
G. bulloideus			+	+
G. diminutus		+		
G. extremus				+
G. obliquus			+	+
G. quadrilobatus		+	+	+
G. seiglei				+
G. subquadratus		+	+	+
G. trilobus	+	+	+	+
Cassigerinella chipolensis		+	+	
Globigerinita bradyi			+	+
G. glutinata	+	+	+	+
Globorotaloides falconarae			+	+
G. hexagonus		+	+	+
G. suteri	+	+		
G. variabilis		+		
Globigerinatella insueta		+		
Praeorbulina glomerosa circularis		+	+	
P. glomerosa curva		+	+	
P. glomerosa glomerosa		+	+	
P. transitoria		+	+	
Biorbulina bilobata			+	+
Orbulina suturalis			+	+
O. universa			+	+
Globigerinella siphonifera			+	+
Sphaeroidinellopsis disjuncta			+	
Sph. paenedehiscens				+
Sph. seminulina		+	+	
Sph. sphaeroides		j l		+
Sph. subdehiscens			+	+
Globigerinopsis aguasavensis			+	+
Candeina nitida nitida				+
C. nitida praenitida				+
		3		
Всего вилов: 99	22	47	68	54

подчиненном количестве экземпляров на том же уровне и в более высоких широтах, маркируя тем самым глобальное потепление в конце раннего и начале среднего миоцена.

Средний миоцен. Среднемиоценовый комплекс планктонных фораминифер отличается исключительно разнообразным составом, насчитывая в общей сложности свыше 60 видов (см. табл.9). Наиболее широко развиты виды родов Globorotalia (18 видов), Globigerina (14 видов), Globigerinoides (8 видов) и Globoquadrina (4 вида). Виды этих родов преобладают и в количественном отношении. Заметную роль играют также Orbulina spp., Biorbulina bilobata и Sphaeroidinellopsis spp. В базальных слоях среднего миоцена обычным элементом фауны фораминифер являются виды рода Praeorbulina.

По своим экологическим признакам ассоциация планктонных фораминифер среднего миоцена

является тепловодной. Тропическо-субтропические черты в составе планктонных фораминифер особенно заметны в первой половине среднего миоцена (от зоны Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda до зоны Globorotalia fohsi robusta), что подчеркивается широким развитием в это время килеватых глобороталий (G. fohsi s. l., G. peripheroacuta, G. archaeomenardii, G. praemenardii и др.), различных видов Praeorbulina (в самом начале среднего миоцена) и Globigerinoides. Во второй половине среднего миоцена (зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens-Globigerina druryi и Globigerina nepenthes-Globorotalia siakensis) состав фораминифер заметно меняется. Большинство видов килеватых глобороталий исчезает и преобладающая роль принадлежит представителям родов Globigerina, Sphaeroidinellopsis и Globorotalia с округлым периферическим краем. Вместе с тем, присутствие, часто в большом количестве, видов рода Globigerinoides свидетельствует, что их ассоциация остается относительно тепловодной.

Поздний миоцен. В позднем миоцене суммарное разнообразие фораминифер снижается до 51 вида (см. табл.9). В их составе преобладают, как и в среднем миоцене, представители родов Globigerina (12 видов), Globorotalia (14 видов) и Globigerinoides (8 видов), которые обычно доминируют также и в количественном отношении. Часты также виды родов Globoquadrina, Sphaeroidinellopsis и Orbulina. Анализ видового состава и частоты встречаемости отдельных видов, прежде всего килеватых глобороталий (G. menardii, G. tumida, G. cultrata, G. merotumida, G. plesiotumida) и глобигериноидесов, свидетельствует о тепловодном характере позднемиоценовых фораминифер в районе северо-западного побережья Африки. На это же указывает и присутствие таких типичных экваториальнотропических (в соответствии с классификацией М.С.Бараша) родов, как Candeina и Hastigerina. Судя по некоторому снижению видового разнообразия и большей роли космополитных видов глобигерин и глобороталий с округлым периферическим краем, ассоциация была, вероятно, относительно более холодноводной по сравнению с таковой первой половины среднего миоцена.

Как видно из сравнения таблиц 7 и 9, общее видовое разнообразие планктонных фораминифер в субтропической области несколько выше, чем в тропической. Скорее всего, это связано с сосуществованием в пределах субтропической области видов из тропической и умеренной широтных зон. Однако цифры для тропической области могут быть несколько заниженными, поскольку осадки нижнего и среднего миоцена в изученных разрезах сохранились не полностью. Значения видового разнообразия для позднего миоцена, приблизительно равные в обеих областях, вероятно, близки к истинным.

Наннопланктон

В субтропической области анализировались комплексы наннофоссилий главным образом из миоценовых осадков скв.369 и 397, содержащих 82 вида.

Ранний миоцен. Разнообразие известкового наннопланктона в раннем миоцене субтропической широтной зоны (41 вид) идентично таковому в экваториально-тропической области (43 вида).

Ассоциации первой половины раннего миоцена включают переходные виды родов Cyclicargolithus, Helicosphaera, Discoaster Reticulofenestra, Sphenolithus и Triquetrorhabdulus, продолжающих существовать с олигоцена. Типичные раннемиоценовые таксоны представлены Discoaster druggii, Sphenolithus conicus, S. belemnos, S. heteromorphus, Helicosphaera carteri, H. ampliaperta, H. scissura. Общее разнообразие составляет 26 видов (табл.10).

Вторая половина раннего миоцена (верхняя часть зоны Sphenolithus belemnos – нижняя часть зоны Sphenolithus heteromorphus) характеризуется более представительным комплексом, включающим 35 видов. Широко развиты массивные дискоастеры группы Discoaster deflandrei, появляются Discoaster exilis, D. variabilis, постоянными компонентами ассоциации становятся тепловодные виды дисколитин – Discolithina anissoterma, D. japonica, D. multipora, D. segmenta, a также

Интервал		Ранний мноцен	Средный миоцен	Поздняй мноцен
Виды	NN1-NN3a	NN3b-NN5a	NN5b-NN9a	NN9b-NN12a
Amaurolithus amplificus				+
A. delicatus				+
A. primus				+
A. tricorniculatus				+
Calcidiscus leptoporus		+	+	+
C. macintyrei		+	+	+
Coccolithus pelagicus	+	+	+	+
C. eopelagicus	+	+	+	
C. miopelagicus	+	+	+	+
Coronocyclus nitescens	+	+	+	+
Cyclicargolithus abisectus	+			
C. floridanus	+	+	+	
Discolithina anisoterma		+	+	+
D. japonica		+	+	+
D. multipora	`	+		
D. segmenta		+	+	+
Discoaster asymmetricus				+
D. adamanteus	+			
D. aulakos	+	+	+	

Таблица 10. Состав мноценовых ассоциаций наннопланктона субтропической области Северо-Восточной Атлантики

D. bellus				+
D. berggrenii				+
D. bolli			+	+
D. braarudii			+	+
D. brouweri				+
D. calcaris				+
D. challengeri			+	+
D. deflandrei	+	+ .	+	
D. druggii	+	+		
D. exilis		+	+	
D. hamatus			+	
D. intercalaris				+
D. kugleri	_		+	
D. loeblichi				+
D. moorei			+	+
D. neohamatus				+
D. neorectus				+
D. pansus				+
D. perclarus				+
D. pentaradiatus				+
D. pseudovariabilis			+	+
D. quinqueramus				+
D. signus		+	+	
D. subsurculus	L	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	
D. surculus				+
D. variabilis		+	+	+
Helicosphaera ampliaperta	+	+		
H. carteri	+	+	+	+
H. euphratis	+	+	+	
H. intermedia	+	+	+	
H. paralella	<u> </u>	+	+	
H. recta	+			
H. sellin				+
Minylitha convalis			.	+
Pontosphaera discopora				+
Reticulotenestra bisecta	ļ	+	+	+
R. pseudoumbilica		+	+	+
R. srippsae		+	+	+
R nabdosphaera clavigera				+
K. styllera		·····		+
Scyphosphaera amphora				+
S. apstellill				+
S. nuclinicula				+ +
S. pulcherrinia				+
S. dobulata				+ +
Sphenolithus abies				T
S belempos		· · · · · · ·	т	
S. conjeus			· · · ·	
S dissimilie	+	=		
S. beteromorphus	+	+	+	
S. mariformis	+	+		4
S negabies		`	' +	
S nacificus	+	+		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Sphenolithus sp.	+ · · · ·	+	+	+
Thoracosphaera heimi	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	+ •	+
T. deflandrei			+	+
T. saxea		+	+	+
Triguetrorhabdulus carinatus	+		·······	·
T. milowii	+	+		
T. rugosus		+	+	+
Zyrhablithes bijugatus	+			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Umbilicosphaera sp.			+	+
		1		
Всего видов: 82	26	35	40	56

Sphenolithus abies, S. neoabies, Triquetrorhabdulus rugosus, виды рода Thoracosphaera, космополитные виды родов Calcidiscus и Reticulofenestra.

Средний миоцен. В среднем миоцене продолжается увеличение видового разнообразия, начавшееся во второй половине раннего миоцена (40 видов). Расцвет рода Discoaster является наиболее отличительной чертой среднемиоценовой наннофлоры. Типичными элементами ассоциации являются Discoaster bollii, D. braarudi, D. challengeri, D. hamatus, D. kugleri, D. moorei, D. subsurculus. Продолжают существовать разнообразные хеликосферы и дисколитины, кокколиты родов Coccolithus и Reticulofenestra, многочисленны Triquetrorhabdulus rugosus. В целом ассоциация наннопланктона субтропической области является тепловодной.

Поздний миоцен. Для позднего миоцена характерно существенное расширение комплекса известковой наннофлоры до 56 видов за счет появления новых таксонов рода Discoaster и видов двух тепловодных родов – Amaurolithis и Scyphosphaera. Типичная позднемиоценовая ассоциация включает Amaurolithus amplificus, A. delicatus, A. primus, A. tricorniculatus, Discoaster loeblichi, D. neohamatus, D. neorectus, D. pansus, D. perclarus, D. pentaradiatus, D. quinqueramus, D. surculus, Minylitha convalis, Helicosphaera sellii, разнообразные Scyphosphaera (около 10 видов), Rhabdosphaera clavigera, R. stylifera, Umbilicosphaera sp.

Общее видовое разнообразие комплексов наннопланктона в тропической и субтропической областях равно (81 и 82 вида, соответственно). В экваториально-тропической области немного больше видов дискоастеров, хеликосфер, трикветрорабдулюсов и торакосфер. В течение миоцена происходит заметная смена во времени видов дискоастеров и сфенолитусов, на основе которой и разработана зональная стратиграфическая шкала. Существенные различия в видовом разнообразии происходят в позднем миоцене, когда в субтропической области число видов достигает 56, в то время как для экваториально-тропической области характерно присутствие 49 видов.

Бореальная область

В пределах бореальной области (40° 60° с.ш.) миоценовые отложения вскрыты бурением в трех разных районах. Два из них – восточный фланг Срединно-Атлантического хребта и район вблизи побережья Европы (у Пиренейского полуострова и Бискайский залив) расположены в южной части бореальной области, а третий (плато Роколл) занимает самое высокоширотное положение, располагаясь в северной части бореальной области (см. рис.1). Миоценовые ассоциации планктонных фораминифер и кокколитофорид в этих районах заметно отличаются друг от друга, поэтому их краткую экологическую характеристику целесообразнее дать раздельно.

Поднятие Виго и Бискайский залив

У побережья Пиренейского полуострова и в Бискайском заливе миоценовые отложения вскрыты 14 скважинами. Наиболее полные разрезы миоцена с планктонными фораминиферами и кокколитами пробурены скв.398 на южном склоне поднятия Виго у Пиренейского п-ва (Sibuet, Ryan et al., 1979; Cepek, Wind, 1979) и скв.400 на континентальном склоне в северной части Бискайского залива (Montadert, Roberts et al., 1979а; Mueller, 1979). Относительно разнообразная ассоциация фораминифер и кокколитофорид встречена также в верхнемиоценовых осадках скв.637 и 638 у восточного подножия поднятия Виго (Boilot, Winterer, Mayer et al., 1987; Wei et al., 1987) и в разрезах миоцена (с рядом перерывов), вскрытых скв.548-550 на поднятии Гобан к западу от Бискайского залива (Snyder, Waters, 1985; Mueller, 1985).

Планктонные фораминиферы

Миоценовые фораминиферы данного региона практически не отличаются по общему видовому разнообразию (94 вида) от ассоциации, встреченной в субтропической области. По составу они также обнаруживают некоторые общие черты.

Ранний миоиен. Нижнемиоценовый комплекс состоит из 46 видов (табл.11). Как и в субтропической области, здесь выделяются две заметно различающиеся ассоциации. В нижней половине этого интервала (зоны Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri, Catapsydrax dissimilis и Catapsydrax stainforthi) существенная роль принадлежит формам, переходящим из верхнеолигоценовых осадков: виды родов Catapsydrax (dissimilis, unicavus), Globigerina (angustiumbilicata, binaiensis, praebulloides, venezuelana, woodi), Globorotaloides (suteri), Globorotalia (nana, siakensis), Cassigerinella. В верхней половине нижнего миоцена (зоны Globigerinatella insueta-Globigerinoides trilobus и Praeorbulina glomerosa) многие из этих видов исчезают или теряют свое определяющее значение. Важным элементом фауны фораминифер здесь

Таблица 11. Состав миоценовых ассоциаций планктонных фораминифер южной части бореальной области Северо-Восточной Атлантики (поднятие Виго и Бискайский залив)

Интервал	Ран	ний	Средний	Поздний
	мис	цен	миоцен	миоцен
Виды	N4b - N6	<u>N7 - N8</u>	<u>N9 - N14</u>	<u>N15 - N18</u>
Globorotalia acostaensis				+
G. acrostoma		+	+	
G. archaeomenardii		+	+	
G. birnageae	+			
G. cibaoensis				+
G. conoidea				+
G. conomiozea				+
G. continuosa	+	+	+	+
G. cultrata				+
G. tohsi tohsi			+	
G. fohsi lobata				
G. juanai				+
G. kugleri	+			
G. lenguaensis			+	+
G. margaritae margaritae				+
G. menardii			+	+
G. merotumida				+
G. miozea		+	+	+
G. nana	+			
G. obesa	+	+	+	
G. partimlabiata			+	
G. peripheroacuta			+	
G. peripheroronda	+	+	+	
G. plesiotumida				+
G. praemenardii			+	
G. praemiocenica				+
G. praescitula		+	+	
G. pseudoobesa				+
G. scitula			+	+
G. siakensis	+	+	+	
G. ventricosa				+
Globigerina angustiumbilicata	+			
G. binaiensis	+			
G. bradyi	+			
G. bollii			+	
G. bulloides			+	+
G. calida praecalida				+
G. decoraperta				+
G. digitata praedigitata				+
G. druryi		+	+	
G. euapertura	+			
G. falconensis		+	+	+
G. foliata	+	+	+	
G. juvenilis	+	+	+	+
G. nepenthes			+	+
G. parabulloides			+	+
G. praebulloides	+	+	+	+
G. quinqueloba			+	+
G. tripartita	+			
G. venezuelana	+	+		
G. woodi	+	+	+	+
Globoquadrina altispira	+	+	+	+
G. altispira globosa	+	+	+	+
G. baroemoenensis	+	+	+	
G. dehiscens	+	+	+	+
G. praedehiscens	+			
Catapsydrax dissimilis	+			
C. stainforthi	+			
C. unicavus	+			
Globigerinoides altiaperturus	+			
G. bollii				+

.

		7		
N. pachyderma		I	1	1 +
N. humerosa				+
N. dutertrei			+	+
Neogloboquadrina atlantica		-	ļ	+
Globigerinopsis aguasayensis			+	
Sph. subdehiscens			+	+
Sph. seminulina		+	+	+
Sph. paenedehiscens				+
Sphaeroidinellopsis disjuncta		+	+	
G. siphonifera praesiphonifera		+		
Globigerinella siphonifera				+
O. universa			+	+
Orbulina suturalis			+	+
Biorbulina bilobata			+	
P. transitoria		+		
P. glomerosa glomerosa			+	•
P. glomerosa curva		+		
Praeorbulina glomerosa circularis			+	
Globigerinatella insueta	+	+		
G. suteri	+			
G. hexagonus				+
Globorotaloides falconarae				+
G. uvula	+	+	+	+
Globigerinita glutinata	+	+	+	+
Cassigerinella chipolensis	+	+		
G. trilobus	+	+	+	+
G. subquadratus		+		
G, bisphaericus		+	+	
G. guadrilobatus	+	+	+	1
G. primordius	+	-		
G. obliguus			· ····	+
G. extremus			1	+

становятся виды родов Globigerinoides и Praeorbulina, которые придают ей черты тепловодности, хотя в количественном отношении всегда занимают подчиненное положение.

Средний миоцен. В среднем миоцене видовое разнообразие остается на том же уровне, что и в предшествующее время (см. табл.11). Преобладающее развитие имеют роды Globorotalia (16 видов), Globigerina (11 видов), Globigerinoides (3 вида), Globoquadrina (4 вида), Sphaeroidinellopsis (3 вида). Представители этих родов доминируют и в количественном отношении.

Несмотря на относительно высокоширотное положение разрезов, планктонные фораминиферы в нижней половине среднемиоценового интервала включают, как и подстилающие нижнемиоценовые осадки, виды, характерные для тепловодных условий. Последние в тропической–субтропической области часто являются доминирующими и служат в качестве зональных форм. К ним относятся Praeorbulina glomerosa glomerosa, P. glomerosa circularis, P. glomerosa curva, Globigerinoides bisphaericus, Globorotalia peripheroacuta, G. fohsi fohsi, G. fohsi lobata. Следует отметить, что разнообразие тепловодных форм в северной части Бискайского залива даже выше, чем у побережья Пиренейского п-ова. Присутствие этих видов свидетельствует об относительно высоких температурах поверхностных вод в данном районе в конце раннего – первой половине среднего миоцена.

Поздний миоцен. Позднемиоценовая ассоциация фораминифер насчитывает 49 видов (см. табл.11), т.е. по разнообразию сопоставима с таковой экваториально-тропической и субтропической областей (см. табл.7, 9). По родовому и видовому составу она также сходна с последними и характеризуется преобладанием космополитных видов. Вместе с тем, анализ ее структуры показывает, что она заметно холодноводнее по сравнению с тропической-субтропической ассоциацией. Это проявляется в слабом развитии или отсутствии в осадках килеватых глобороталий, представителей родов Globigerinoides и Orbulina. Холодноводность позднемиоценовых планктонных фораминифер подчеркивается и появляющимися в этой широтной области, хотя и в резко подчиненном ко-
личестве, видов группы Globorotalia miozea (miozea miozea, miozea conoidea, conomiozea), которые являются важным элементом их высокоширотных ассоциаций в Северном и Южном полушариях.

Наннопланктон

Миоценовые ассоциации на поднятии Виго и в Бискайском заливе разнообразны и представительны.

Ранний миоцен. В нижней половине раннего миоцена на поднятии Виго и в районе Бискайского залива, включая поднятие Гобан (зона Triquetrorhabdulus carinatus – нижняя часть зоны Sphenolithus belemnos), основную часть комплекса (23 таксона) составляют виды, перешедшие из олигоценовых осадков – Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus, Helicosphaera recta, H. intermedia, H. euphratis, Discoaster deflandrei, D. adamanteus (табл.12).

Во второй половине раннего миоцена (верхняя часть зоны Sphenolithus belemnos – нижняя часть зоны Sphenolithus heteromorphus) расширяется тепловодный спектр комплекса за счет появления Sphenolithus heteromorphus, Discoaster exilis, D. variabilis. Появляются Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei. Общий список видов для раннего миоцена включает 35 таксонов.

Средний миоцен. В среднем миоцене видовое разнообразие несколько снижается (31 вид на плато Виго и 24 в Бискайском заливе). Преобла-

Таблица 12. Состав миоценовых ассоциаций наннопланктона южной части бореальной области Северо-Восточной Атлантики (поднятие Виго и Бискайский залив)

	Интервал		Ранний мноцен	Средний мноцен	Поздняй мпоцен	
Виды		NN1-NN3a	NN3b-N5a	NN5b-NN9a	NN9b-NN12a	
Amaurolithus amplificus					+	
A. delicatus		· · ·			+	
A. tricorniculatus				1	+	
Calcidiscus leptoporus			+	+	+	
C. macintyrei			+	+	+	
Coccolithus eopelagicus		+	+	+	+	
C. miopelagicus		+	+	+	+	
C. pelagicus		+	+	+	+	
C. rotula			+	+		
Coronocyclus nitescens	1		+	+	+	
Coronocyclus sp.				+	+	
Cvelicargolithus abisectus		+	+			
C. floridanus		+	+			
D. multipora		+			1	
Dictvococcites bisectus		+				
Discolithina multipora		+	+			
D. segmenta			+	+	1	
D. discopora					+	
Discoaster adamanteus		+	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
D. aulakos		+	+ +	+		
D. bellus					+	
D. berggrenii					+	
D. blackstockae					+	
D. bollii		· · · -		+	+	
D. brouweri				+	+	
D. calcaris				+	+	
D. challengeri			İ.		+	
D. deflandrei		+	+			
D. druggij		+				
D. exilis			+	+	+	
D. intercalaris					+	
D. kugleri				+		
D. loeblichi					+	
D. moorei				+	+	
D. neorectus					+	
D. pansus					+	
D. pentaradiatus				+	+	
D. quinqueramus					+	
D. surculus			t	+	+	
D. variabilis			+ +	+	+	
Helicosphaera amplianerta		+	+	·	······	
mencosphaera amphaperta		Ŧ	I T	I	L	

H. carteri	+	+	+	+
H. euphratis	+			
H. granulata			+	
H. obligua	+			
H. perchnielseni	+			
H. sellii				+
Minylitha convalis				+
Rhabdosphaera clavigera				+
R. stylifera				+
Reticulofenestra bisecta		+	+	+
R. pseudoumbilica		+	+	+
Reticulofenestra sp.	+	+	+	+
Scapholithus fossilis	+	+	+	+
Scyphosphaera recurvata			+	+
Sphenolithus abies		+	+	+
S. conicus	+			
S. belemnos	+	+		
S. heteromorphus		+		
S. moriformis	+	+	+	+
S. neoabies			+	+
S. pacificus	+			
Syracosphaera pulchra				+
Thoracosphaera saxea			+	+
Triquetrorhabdulus rugosus		+	+	+
Umbilicosphaera sibogae				+
	35			
Всего видов: 66	23	27	31	45

дающее развитие имеют роды Coccolithus, Reticulofenestra, в то время как представители рода Discoaster занимают подчиненное положение, однако их видовое разнообразие достигает 10 таксонов. Присутствие, пусть и немногочисленных, тепловодных форм в столь высоких широтах свидетельствует о повышении температуры поверхностных вод.

Поздний миоцен. Комплекс позднемиоценовой наннофлоры включает 45 видов. В количественном отношении продолжают доминировать космополитные виды. Наиболее богатая и разнообразная ассоциация с тепловодными Amaurolithus delicatus, A. primus, A. tricorniculatus, Scapholithus fossilis, Scyphosphaera recurvata определена на плато Виго, в то время как в Бискайском заливе комплекс заметно холодноводнее и характеризуется обедненным составом (28 видов).

Срединно-Атлантический хребет

Планктонные фораминиферы

На восточном фланге Срединно-Атлантического хребта, также расположенном в южной части бореальной области, миоценовая ассоциация фораминифер существенно отличается от той, которая присутствует вблизи Пиренейского побережья и в районе Бискайского залива приблизительно на тех же широтах (табл.13). В скв.608, вскрывшей непрерывный разрез миоцена, планктонные фораминиферы характеризуются заметно

Таблица 13. Состав миоценовых ассоциаций планктонных фораминифер южной части бореальной области Северо-Восточной Атлантики (восточный фланг Срединно-Атлантического хребта)

Интервал	Ранний миоцен	Средний миюцен	Поздний мноцен
Виды	N4b - N8	N9 - N14	N15 - N18
Globorotalia acostaensis	+	+	+
G. acrostoma	+	+	
G. archaeomenardii	+	+	
G. bella	-		+

145

таблица	13	(окончание)
---------	----	-------------

G. conoidea			+
G. conomiozea			+
G. continuosa	+	+	+
G. incognita	+		
G. menardii			+
G. merotumida			+
G. miotumida			+
G miozea	+	+	
G nana	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
G obesa	+	+	+
G. peripheroronda	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
G. plesiotumida	·		
C. presiduinida			
G. praescitula	т —		
G. pseudoodesa			+
G. scitula			+
G. semivera	+		
G. siakensis	+	+	
Globigerina brazieri	+		
G. decoraperta			+
G.digitata predigitata			
G. druryi	+	+	
G. falconensis			+
G. nepenthes		+	+
G. praebulloides	+		+
G tripartita			
G venezuelana	+		
G woodi		· · · · · ·	+
G sp 1			+
G sp 2			
Globoquadring altigning altigning		·	
Globoquadrina altispira altispira	т (т I	·····
Gioboquadrina aitispira giodosa	+	+	
G. baroemoenensis	+	+	
G. dehiscens	+	+	+
G. praedehiscens	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
Catapsydrax dissimilis	+		
C. parvulus	+		
C. unicavus	+		
Globigerinoides altiaperturus	+		
G. bisphaericus	+		
G. bollii		+	
G. extremus			+
G. immaturus	+	+	
G. obliguus			+
G. quadrilobatus		+	+
G. subquadratus	+	+	
G. tritobus	+	+	+
Globigerinita glutinata	+	+	↓ · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Praeorbulina glomerosa curva	+	+	<u>'</u>
P transitoria	, +	· · ·	
Riorhulina hilohata	<u>├ '~</u>	ـــــــــــــــــــــــــــــــــــــ	
Orbulina onotata		+ +	·
		+	+
O. universa		+	+
Giobigerinella siphonifera			+
Sphaeroidinellopsis disjuncta	+	+	
Sph. Multiloba			+
Sph. Seminulina	+	+	+
Sph. Sphaeroides			+
S. subdehiscens		+	+
Candeina nitida nitida			+
C. nitida praenitida			+
Pulleniatina primalis		· · · · · ·	+
Neogloboquadrina humerosa	j		+
N pachyderma		·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Reero Burros. 62	34	22	24
DCCI U BRAUD. V4			ېېنې ا

более обедненным составом. Их ассоциация насчитывает 62 вида (в прибрежных районах 94 вида). Структура этих двух сообществ южной части бореальной области также различается. По сравнению с микрофауной прибрежных районов миоценовые фораминиферы восточного фланга хребта отмечены более холодноводным составом.

В нижнемиоценовом интервале это различие проявляется слабо. Тем не менее, отсутствие Cassigerinella и Globigerinatella свидетельствует о несколько более холодноводном характере фораминифер.

В среднем миоцене различия становятся более заметными. Это находит отражение в существенном сокращении видового разнообразия фораминифер (до 22 видов) и в отсутствии ряда термофильных видов, которые на поднятии Виго и в районе Бискайского залива играют заметную роль. К ним относятся представители группы Globorotalia fohsi и некоторые виды рода Globigerinoides (bisphaericus). Другая группа тепловодных видов рода Praeorbulina (glomerosa circularis, glomerosa curva, glomerosa glomerosa, transitoria) на поднятии Виго присутствует постоянно в пограничных нижне-среднемиоценовых осадках, в то время как на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта единичные экземпляры некоторых из них встречаются лишь в отдельных образцах.

Верхнемиоценовая ассоциация в районе срединного хребта, как и среднемиоценовая, характеризуется более низким видовым разнообразием (34 вида) по сравнению с микрофауной поднятия Виго и Бискайского залива (49 видов). Структура сообществ из этих районов также различается. Заметную роль в осадках хребта играют Globorotalia miozea miozea, G. miozea conoidea, G. conomiozea, обычные для высокоширотных областей океана, в частности, Новозеландского региона Южного полушария (Jenkins, 1967, 1971, 1975, 1985; Kennett, 1973, 1978; Kennett, Srinivasan, 1983). B прибрежной части океана эти виды, хотя и присутствуют, встречаются редко. С другой стороны, некоторые тепловодные виды позднего миоцена (например, Hastigerina siphonifera), обычные на поднятии Виго, в районе хребта не обнаружены.

Наннопланктон

На восточном фланге Срединно-Атлантического хребта миоценовая наннофлора существенно обеднена (54 вида) по сравнению с субтропической (82 вида) и ассоциацией прибрежных районов (66 видов) (табл.14).

В нижнем миоцене различие между этими рай-

онами проявляется еще слабо, на родовом и видовом уровне комплексы наннофлоры практически идентичны (33 таксона в районе Срединно-Атлантического хребта и 35 таксонов в прибрежных районах). Несмотря на преобладающее развитие холодноводной группы рода Coccolithus, присутствуют тепловодные Helicosphaera и Sphenolithus.

В среднем миоцене комплекс наннопланктона значительно беднее (22 вида) по сравнению с таковым прибрежных районов (31 вид). Доминируют холодноводные Coccolithus, Dictyococcites, Reticulofenestra. Тепловодные дискоастеры крайне редки и представлены 5 видами.

Позднемиоценовая ассоциация наннофлоры на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта включает 31 таксон, но не достигает такого разнообразия, как одновозрастные комплексы прибрежных районов (45 видов). Тепловодные дискоастеры представлены 12 видами и весьма немногочисленны, единично встречены тропические виды Amaurolithus delicatus, A. tricorniculatus, Scyphosphaera sp.

Плато Роколл

Планктонные фораминиферы

В районе плато Роколл, расположенном в северной части бореальной области, миоценовые планктонные фораминиферы встречены в осадках, вскрытых восемью скважинами. Наиболее детально они изучены в скв.403–406 (Krasheninnikov, 1979), а наннофлора – в скв.610 (Mueller, 1985). По сравнению с микрофауной поднятия Виго и района Бискайского залива в южной бореальной области фораминиферы характеризуются несколько более низким видовым разнообразием (84 вида). Однако в сравнении с планктонными фораминиферами на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта они заметно разнообразнее (табл.15).

Ранний миоцен. В основании нижнего миоцена значительная роль среди фораминифер принадлежит видам, переходящим из подстилающих верхнеолигоценовых отложений. Это представители родов Catapsydrax (dissimilis, stainforthi praestainforthi, unicavus), Globigerina (venezuelana, praebulloides, tripartita, woodi) и Globorotalia (siakensis). Переходный облик планктонных фораминифер нередко затрудняет в данном районе разграничение олигоценовых и миоценовых осадков. В верхней части нижнемиоценового интервала состав фораминифер становится разнообразнее за счет появления видов родов Globigerinoides

Таблица 14. Состав мноценовых ассоциаций наннопланктона южной части бореальной области	
Северо-Восточной Атлантики (восточный фланг Срединно-Атлантического хребта)	

Интервал	Ранний		Средний	Поздний
	MIN NINII NINIO-	OUCH	MUOLEH	миоцен
Виды	NINI-ININJa	NN3D-NN5a	NN5D-NN9a	NN9b-NN1Za
A. delicatus				+
A. tricorniculatus				+
Calcidiscus leptoporus	+	+	+	+
C. macintyrei	+	+	+	+
C. protoannulus	+	- +		
Catinaster coalitus			+	+
Coccolithus eopelagicus	+	+	+	+
C. pelagicus	+	+	+	+
C. miopelagicus	+	+	+	+
Coronocyclus nitescens		+	+	
Cyclicargolithus abisectus	+	+		
Cyclolithella annula		+	+	+
C. floridanus	+	+		
Discolithina multipora		+		
Dictyococcites dictyodus	+			
Discoaster adamanteus	+	+		
D. aulakos		+		
D. berggrenii				+
D. brouweri				+
D. challengeri			+	+
D. deflandrei	+	+		
D. druggij	+			
D exilis		+	+	+
D. hamatus	····		+	
D. intercalaris				+
D kugleri			+	·
D. loeblichi				+
D. neohamatus				+
D pansus				+
D. pentaradiatus				+
D quinqueramus				+
D subsurculus				
D surculus				+
D variabilis			+	+
Helicosphaera amplianerta	+	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
H carteri	+	+	+	+
H granulata	+	+	+	+
H intermedia	+	+	+	
H perch -pielseni	+			
Reticulofenestra bisecta	+			
Reneudoumbilica		+	· +	+
Reticulofenestra sp	+	+	+	+
Rendombaera stylifera	· ·	· · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
Rhabdosphaera sp				
Scynhoenbaera en				+
Sphenolithus abies		+	+	+
S belemnos	+	+	· ·	,
S. dissimilie	+	•		
S. heteromorphus	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+		
S. moriformis	+	· · · ·	,	
S. noniorinis		· · · · · · ·	+	<u> </u>
Triquetrorhabdulus carinatus	+	+		······
	- '	+	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
7. rugosus Zyrhablithes bijugatus	+	· ·	l. ''	
		3		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Всего видов: 54	3	27	22	31

(bisphaericus, subquadratus, trilobus) и Praeorbulina (glomerosa glomerosa, glomerosa circularis, glomerosa curva). Присутствие, хотя всегда в незначительном количестве экземпляров, видов этих двух родов на таких высоких широтах фиксирует относительное потепление в конце раннего миоцена.

Средний миоцен. В среднем миоцене общее видовое разнообразие фораминифер составляет 35

Таблица 15. Состав миоценовых ассоциаций планктонных фораминиферсеверной части бореальной области Северо-Восточной Атлантики (плато Роколл)

Интервал	Ранний	Средний	Поздний
	миоцен	миоцен	миоцен
Виды	<u>N4b - N8</u>	<u>N9 - N14</u>	<u>N15 - N18</u>
Globorotalia acostaensis			+
G. acrostoma	+	+	
G. aff. angustiumbilicata	+		
G. archaeomenardii	+		
G. bella	+	+	
G. aff. birnageae	+		
G. challengeri		+	
G. conoidea			+
G. conomiozea			+
G. continuosa		+	+
G. cultrata			+
G. eggeri			+
G. aff. fohsi fohsi		+	
G. globorotaloidea			· · ·
G. incognita	+		
G. lenguaensis			+
G. margaritae margaritae			+
G. menardii			+
G. merotumida			+
G. minima	+		
G. minutissima	+		
G. miotumida			+
G. miozea miozea	-+	+	+
G. miozea cibaoensis			+
G. obesa	+	+	+
G. panda		+	
G. peripheroronda	+	+	
G. plesiotumida			+
G. praemenardii		+	
G. praescitula	+	+	
G. pseudomiocenica			+
G. pseudoobesa			+
G. scitula gigantea		+	
G. scitula praescitula		+	
G. scitula scitula			+
G. siakensis	+	+	
Globigerina bollii	+	+	
G. bulbosa	+	· ·	
G. bulloides		+	+
G. concinna			+
G. decoraperta			+
G. druryi	+		
G. eamesi	+	+	
G. falconensis	+	+	+
G. foliata	+	+	
G. juvenilis	+	+	+
G. microstoma			+
G. nepenthes			+
G. praebulloides	+	+	+
G. auinqueloba		+	
G. tripartita	+		
G. venezuelana	+		
G. woodi	+		
Globoguadrina altispira	+	+	+
G. dehiscens	+	+	+
G. praedehiscens	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	···
Catapsydrax dissimilis	+		
C stainforthi	<u> </u>		······································
C unicavus	└──── ┿		
Globigerinoides altiaperturus	+		
G hisphaerique	+		
O. Dispilacticus	ب		

таблица 15 (окончание)

G. bollii			+
G. immaturus	+	+	
G. prímordius	+		
G. extremus			+
G. obliquus			+
G. subquadratus	+	+	
G. trilobus	+	+	+
Globigerinita glutinata			+
G. naparimaensis	+		
G. uvula			+
Praeorbulina glomerosa circularis	+	+	
P. glomerosa curva	+		
P. glomerosa glomerosa	+	+	
P. transitoria	+	+	
Biorbulína bilobata		+	+
Orbulina suturalis		+	+
O. universa		+	+
Sphaeroidinellopsis disjuncta	+	+	+
Sph. seminulina	+	+	+
Sph. subdehiscens			+
Neogloboquadrina atlantica			+
N. humerosa			+
N. pachyderma			+
Всего видов: 84	47	38	44

таксонов. Преобладающим распространением пользуются различные глобигерины и глобороталии с округлым периферическим краем. Глобороталии с килеватым периферическим краем представлены эвритермными видами: G. praemenardii, G. praescitula, G. scitula s. l. B резко подчиненном количестве присутствуют орбулины (Orbulina suturalis, O. universa, Biorbulina bilobata). В нижних слоях среднемиоценового разреза также встречаются раковины тепловодных преорбулин, что свидетельствует о сохранении относительно тепловодных условий и в начале среднего миоцена.

Поздний миоцен. Позднемиоценовая ассоциация планктонных фораминифер характеризуется некоторым увеличением видового разнообразия (до 44 видов), что может объясняться лучшей сохранностью осадков и широким развитием различных групп видов, приспособившихся к холодноводным условиям обитания. В высоких широтах Северной Атлантики доминирующую роль приобретают виды рода Globorotalia, которые лишь изредка встречаются в субтропической области и отсутствуют в экваториально-тропическом поясе. Все они широко представлены в фауне фораминифер Новозеландского региона в Южном полушарии. В районе плато Роколл эта группа включает Globorotalia miozea miozea, G. miozea conoidea, G. conomiozea.

В целом ассоциация планктонных фораминифер плато Роколл отмечена отчетливо холодноводным составом на протяжении всего миоцена. Это проявляется в отсутствии представителей Globigerinatella, Cassigerinella, Candeina, группы Globorotalia fohsi s. l., а также ряда других термофильных форм (G. tumida, G. multicamerata). Ее холодноводный характер подчеркивается, кроме того, редкой встречаемостью или полным отсутствием многих таксонов родов Globigerinoides и Praeorbulina, а также широким развитием в позднем миоцене видов группы Globorotalia miozea.

Наннопланктон

В районе плато Роколл наиболее полные разрезы с наннопланктоном вскрыты скв.406 (Mueller, 1979), скв.610 (Takayama, Sato, 1987) и скв.553–555 (Backman, 1984).

Развитие миоценового комплекса наннопланктона в районе плато Роколл и хребта Рейкьянес определялось наличием мощного течения, насыщавшего бореальные и субарктические области Северной Атлантики низкоширотными таксонами, поэтому общее видовое разнообразие наннопланктона в этом регионе (80 видов) практически полностью сопоставимо с количеством видов в субтропической области (82 вида). Наиболее развиты холодноводные и космополитные виды, однако присутствие разнообразных теплолюбивых дискоастеров, рабдосфер, хеликосфер фиксирует влияние теплых вод (табл.16).

Интервал	Pa	йинни	Средний	Поздний
D	M	HOUCH	MHOUCH	MHOUCH
ВИДЫ	ININI-ININJA	IN:N3D-ININ5a	ININOD-ININYa	N:N9D-ININ12a
A. delicatus				+
A. primus				+
A. tricorniculatus		· · · · · ·	<u> </u>	+
Calcidiscus leptoporus	+	+	+	+
C. macintyrei	+	+	+	+
Coccolithus eopelagicus	+	+	+	+
C. pelagicus	+	+	+	+
C. miopelagicus	+	+	+	+
C. rotula	+	+	+	· ·
Coronocyclus nitescens			+	+
Coronocyclus sp.		+	+	+
Cyclicargolithus abisectus	+	+		+
C. floridanus	+	+	+	
Cyclolithella annula		+	+	+
Discolithina anisotrema	+	+	+	+
Discolithina enormis	+			
D. japonica			+	+
D. multipora	+	+	+	+
D. desueta	+			
Dictyococcites bisectus	+			
D. hesslandii	+	+	+	
D. dictyodus	+			
Discoaster adamanteus	+	+		
D. aulakos			+	
D. bellus				+
D. berggrenii				+
D. bollii			+	+
D. braarudii			+	
D. brouweri			+	+
D. calcaris			+	+
D. challengeri				+
D. deflandrei	+	+	+	
D. druggii	+	+		
D. exilis		+	+	+
D. hamatus			+	
D. intercalaris				+
D. kugleri			+	
D. loeblichi				+
D. moorei			+	_
D. neohamatus				+
D. pansus				+
D. pentaradiatus				+
D. pseudovariabilis			+	
D. quinqueramus				+
D. signus			+	
D. surculus				+
D. variabilis		+	+	
Helicosphaera ampliaperta	+	+		
H. carteri	+	+	+	+
H. euphratis	+	+		
H. granulata	+	+	+	+
H. intermedia	+	+		
H. minuta		+	+	
H. obliqua	+	+		
H. perchnielseni	+			
H. recta	+			
H. sellii				+
Reticulofenestra bisecta	+	+	+	
R. daviesii	+	+		
R. hillae			+	
R. lockeri	+	+	+	

Таблица 16. Состав миоценовых ассоциаций наннопланктона северной части бореальной области Северо-Восточной Атлантики (плато Роколл)

таблица 16 (окончание)

R. pseudoumbilica		+	+	+
R. scrippsae		+	+	· +
Reticulofenestra sp.	+	+	+	+
Rhabdosphaera stylifera				+
Rhabdosphaera sp.				+
Scyphosphaera conica				+
S. intermedia				+
S. pulcherrima				+
S. recurvata				+
Scyphosphaera sp.				+
Sphenolithus abies		+	+	+
S. belemnos	+	+ .		
S. dissimilis	+			
S. heteromorphus	+	+	+	
S. moriformis	+	+	+	
S. neoabies		+	+	+
Thoracosphaera saxea	+	+	+	+
Triquetrorhabdulus carinatus	+			
T. rugosus		+	+	+
	46			
Всего видов: 80	36	39	42	46

Ранний миоцен. Ассоциация раннего миоцена характеризуется разнообразным наннопланктоном (46 видов), где широко представлены виды родов Helicosphaera, Sphenolithus, Coccolithus, Dictyococcites. В первой половине раннего миоцена ведущую роль играют виды, перешедшие из олигоценовых отложений. Это Cyclicargolithus flofidanus, C. abisectus, Dictyococcites bisectus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera recta, H. perchnielseni, H. euphratis, H. granulata, H. intermedia. Общее число видов 37.

Вторая половина раннего миоцена (38 видов) отмечена расширением состава дискоастеров за счет появления тонких и изящных Discoaster exilis, D. variabilis. По-прежнему разнообразны хеликосферы (7 видов), исчезают лишь олигоценовые Helicosphaera perch-nielseni и Н. recta. В количественном отношении доминируют холодноводные виды Coccolithus pelagicus и космополитные Reticulofenestra.

Средний миоцен. В среднем миоцене наннофлора на плато Роколл представлена 42 видами. В количественном отношении продолжают доминировать представители родов Coccolithus и Reticulofenestra. Появляются Discoaster aulakos, D. bollii, D. braarudi, D. brouweri, D. calcaris, D. intercalaris, D. moorei.

Поздний миоцен. В позднем миоцене продолжает существовать разнообразная ассоциация наннофлоры, характерная для конца среднего миоцена. Тепловодный спектр расширяется за счет появления таких видов, как Discoaster bellus, D. berggrenii, D. loeblichi, D. pansus, D. quiqueramus, Scyphosphaera conica, S. intermedia, S. pulcherrima, S. recurvata, a самая верхняя часть миоценового разреза характеризуется присутствием субтропических Amaurolithus delicatus, A. primus, A. tricorniculatus. Общее число видов достигает 46 таксонов.

По сравнению с наннопланктоном на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта комплексы наннофлоры на плато Роколл гораздо богаче по таксономическому составу и отмечены присутствием тепловодных элементов тропической и субтропической областей.

Анализ таксономического состава и структуры сообществ планктонных фораминифер и наннопланктона и их изменений в разрезах миоценовых осадков, вскрытых в разных широтных зонах (от экваториально-тропической до бореальной) Северо-Восточной Атлантики, позволяет прийти к следующим основным выводам.

1. Несмотря на большое число скважин, вскрывших миоценовые осадки в Северо-Восточной Атлантике, полные разрезы миоцена с хорошим палеонтологическим содержанием здесь относительно редки. Большинство скважин пробурено в пределах континентального склона или у его подножия, где в отдельные периоды миоцена развивались процессы интенсивной эрозии, что отрицательным образом сказывалось на полноте летописи. С другой стороны, во многих глубоководных разрезах карбонатные планктонные организмы подверглись интенсивному растворению, что также негативно отразилось на сохранности и полноте их ископаемых ассоциаций. Кроме того, многие прибрежные районы находились под влиянием региональных апвеллингов со сложной гидрологической эволюцией, которая до настоящего времени остается неясной. Влияние этих процессов на планктонную биоту было весьма значительным и приводило к нарушениям ее общеокеанской широтной зональности. Все эти факторы затрудняют проведение корректных сравнений состава и структуры ископаемых сообществ планктонных организмов в разных широтных зонах и на разных временных уровнях, равно как и выявление закономерностей их пространственного распространения в океане.

2. Несмотря на упомянутые выше негативные обстоятельства, распределение миоценовых планктонных фораминифер подчиняется тем же закономерностям, которые установлены для современных сообществ. В составе фораминифер миоцена Северо-Восточной Атлантики отчетливо выделяются их климатические ассоциации: экваториально-тропическая, обитавшая в широтной полосе между экватором и 23° с.ш.; субтропическая, занимавшая районы между 23° с.ш. и приблизительно 40° с.ш.; переходная, приуроченная к южной части бореальной области (40–50° с.ш.), и типичная бореальная, распространенная севернее 50° с.ш.

По составу наннофлоры в Северо-Восточной Атлантике выделяются экваториально-тропическая ассоциация, распространенная в центральной части между экватором и 25–30° с.ш.; субтропическая, обитавшая в широком пространстве от 30° с.ш. до 55°, и бореальная, распространенная севернее.

3. Хотя общее видовое разнообразие фораминиферовых ассоциаций миоцена характеризуется близкими значениями, оно падает при движении из низких широт в высокие от 99 видов в субтропической области до 84 видов в северных районах бореальной области. Эта закономерность сохраняется также отдельно для раннего, среднего и позднего миоцена. Исключением являются ассоциации экваториально-тропической области и переходной области в полосе восточного фланга Срединно-Атлантического хребта, видовое разнообразие которых характеризуется пониженными значениями. В первом случае это отчасти связано с неполнотой разреза из-за ряда перерывов в осадконакоплении. Однако основная причина, вероятно, заключается в том, что максимальные значения действительно свойственны субтропической области, где происходит смешение фораминиферовых комплексов тропической и южнобореальной областей. Во втором случае обеднение палеоценозов планктонных фораминифер обусловлено влиянием процессов избирательного растворения. Не исключено также, что относительно обедненный состав фораминифер в осадках здесь отражает их пониженное видовое разнообразие в поверхностных водах миоценового океана в связи с какими-то неблагоприятными условиями.

Общее видовое разнообразие наннопланктона снижается при движении из низких широт в высокие от 82 видов в субтропической области до 54 видов в бореальной области. Эта закономерность прослеживается отдельно и в раннем, среднем и в позднем миоцене. Исключением являются ассоциации на плато Роколл, видовое разнообразие которых полностью сопоставимо с характером наннофлоры субтропической области. Отчасти это объясняется неполнотой разрезов раннего и среднего миоцена в экваториально-тропической области. Известно, что максимального развития наннопланктон достигает на периферических частях круговоротов, в районах гидрологических фронтов, предпочитая зоны активного перемещения поверхностных вод. Очевидно, что район плато Роколл полностью отвечал благоприятным условиям для расцвета наннофлоры.

4. В составе ассоциаций фораминифер значительную роль играют многие виды родов Globigerina, Globoquadrina, Catapsydrax, Globigerinita, Globorotaloides, Globorotalia, Sphaeroidinellopsis, Orbulina, Praeorbulina, Biorbulina, Globigerinella, распространенные во всех широтных зонах. В то же время, для каждой из них существуют виды или группы видов, которые типичны для одной или двух смежных широтных областей и отсутствуют или же занимают резко подчиненное положение в остальных.

Для экваториально-тропической ассоциации такими элементами в разные периоды миоцена являлись виды Globigerinatella, Praeorbulina, Hastigerina, Globigerinoides, Candeina, Orbulina, Cassigerinella, Pulleniatina и группы Globorotalia fohsi и килеватых глобороталий. Следует, однако, отметить, что некоторые типичные тропические виды (например, Globigerinatella insueta) представлены в изученном районе единичными находками, что, возможно, связано с влиянием процессов западноафриканского апвеллинга.

Все эти виды являются также неотъемлемой частью и субтропической ассоциации, но их роль здесь заметно ниже, чем в экваториально-тропическом сообществе. В субтропической ассоциации позднего миоцена появляются в небольшом количестве экземпляров виды группы Globorotalia miozea.

Переходная ассоциация включает главным образом космополитные виды родов Catapsydrax, Globigerina, Globorotalia (Turborotalia), Globoquadrina, Globigerinita, Sphaeroidinellopsis. В ней еще присутствуют, хотя и в минимальных количествах, термофильные виды Praeorbulina, Orbulina, Globigerinoides и группы Globorotalia fohsi. В позднем миюцене заметно возрастает роль видов группы Globorotalia miozea.

Типичная бореальная ассоциация на протяжении всего миоцена характеризовалась преобладанием космополитных видов, хотя на отдельных уровнях (например, на рубеже раннего и среднего миоцена) она содержала также и некоторые тепловодные элементы (виды Praeorbulina и Orbulina), которые проникали в высокие широты в периоды глобальных потеплений. В позднемиоценовой бореальной ассоциации исключительно широкое развитие получила группа Globorotalia miozea (G. miozea miozea, G. miozea conoidea, G. conomiozea).

В составе наннопланктона ведущую роль играют виды родов Coccolithus, Cyclicargolithus, Calcidiscus, Reticulofenestra, Helicosphaera, Discoaster, Sphenolithus, обитавшие во всех климатических зонах. Однако существует ряд видов, характерных для областей с определенным температурным режимом.

Для экваториально-тропической ассоциации типичны Discoaster bellus, Sphenolithus belemnos, Triquetrorhabdulus milowii, виды родов Amaurolithus, Ceratolithus и Scyphosphaera. Все эти виды входят в состав субтропической ассоциации, где наряду с ними широко развиты разнообразные Discoaster, Discolithina, Holodiscolithus, Syracosphaera, Pontosphaera, Rhabdosphaera, Thoracosphaera.

Бореальный комплекс включает холодноводные виды группы Coccolithus pelagicus, а также большое число космополитных Dictyococcites и Reticulofenestra.

5. Во всех широтных зонах Северо-Восточной Атлантики изменения в составе фораминифер на протяжении миоцена носят сходный характер.

В начале миоцена их комплекс везде имеет относительно холодноводный состав и включает некоторые виды, перешедшие из позднего олигоцена.

Ассоциация микрофауны конца раннего и начала среднего миоцена во всех широтных зонах характеризуется самым тепловодным составом за весь рассматриваемый период. Некоторые типичные тропические виды в это время присутствуют, хотя и в резко подчиненном количестве экземпляров, в переходной и бореальной ассоциациях.

Вторая половина среднего миоцена повсеместно отмечена усилением роли космополитных видов.

Судя по некоторому увеличению видового разнообразия фораминифер и относительно большей частоте встречаемости в высоких широтах ряда тепловодных видов (например, Orbulina universa, Globorotalia menardii в районах Бискайского залива, плато Роколл и на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта), в первой половине позднего миоцена (тортонский век) их ассоциация была несколько более тепловодной по сравнению с биотой второй половины среднего миоцена.

В конце позднего миоцена (мессинский век) ее состав вновь становится более холодноводным, что подчеркивается развитием в высоких широтах группы Globorotalia miozea и появлением ее представителей в субтропической области.

Эти изменения в составе фауны фораминифер по разрезу отражают глобальные изменения климата на протяжении миоценового времени.

Сходные тенденции прослеживаются в развитии наннофлоры на протяжении миоцена.

Первая половина раннего миоцена охарактеризована наиболее бедными комплексами наннопланктона, основу которых составляют виды, перешедшие из олигоцена.

Во второй половине раннего миоцена и начале среднего миоцена состав наннофлоры становится разнообразнее и включает многие тепловодные элементы.

В течение среднего миоцена во всех широтных зонах происходит незначительное обеднение ассоциаций, которое компенсируется в позднем миоцене пышным расцветом наннопланктона. В конце позднего миоцена вымирают многие виды рода Discoaster и видовое разнообразие снижается.

Восточное Средиземноморье

Восточное Средиземноморье (Кипр, Сирия) находится на 35-36° с.ш., т.е. соответствует северной части субтропической области Атлантического океана. Сравнение комплексов планктонных фораминифер из синхронных осадков открытого океанического бассейна и тыловой части Средиземного моря вскрывает их интересные сходства и различия (табл.17). При этом сравнении

И	птервал	Pai	лний	Средний	Поздний
	•	мис	оцен	миоцен	мноцен
Виды	ſ	N4b - N6	N7 - N8	N9 - N14	N15 - N16
Globorotalia acostaensis					+
G. acrostoma		+	+		
G. clemenciae		+	+	+	
G. continuosa			+	+	
G. nana		+			
G. kugleri		+			
G. lenguaensis				+	+
G. menardii				+	+
G. merotumida					+
G. obesa			+	+	
G. peripheroacuta				+	
G. peripheroronda			+	+	
G. praescitula			+	+	ĺ
G. pseudopachiderma		•			+
G. scitula				+ 、	+
G. siakensis		+	+	+	
Globigerina angustiumbilicata		+	+	+	
G. bollii			+		
G. bulbosa					+
G. bulloides				+	+
G. concinna				+	
G. connecta		+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
G. decoraperta			······	+	+
G. drurvi			+	+	
G. eamesi		•	+	+	+
G. falconensis			+	+	+
G. foliata		+			
G. globorotaloidea			1		+
G juvenilis		+	1		
G. microstoma			1		+
G. nepenthes				+	+
G praebulloides		+	+	+	
G. quinqueloba				+	+
G venezuelana		+	+ +		
G woodi		+	+	+	
Globoquadrina altispira		+	+	+	+
G. dehiscens		+	+	+	+
G. larmeui				+	
G. praedehiscens		+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
G. quadrina			+ +		
Catapsydrax dissimilis		+	1		
C stainforthi		+			
C unicavus		+			
Globigerinoides altiaperturus		+	+ +		
G bisphaericus			+	+	
G bollii			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	+	+
G diminutus			+	· · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
G extremus			, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		+
G oblignus					
G primordius		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		т ^т .	т
G subauadratus		 +	+	+	
G ttrilobus			+	+	+
Cassigerinella chinolensis	·	, +	<u> </u>	г	г
Globorotaloides suteri			<u> </u>		
Globigerinatella insueta		r			
Braeorbulina glomerosa circulario					
P glomerosa glomerosa			· · · ·	±	<u> </u>
D glomerosa giunici usa			т т	т т	
D transitoria			<u>, </u> , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		
i. uaisitulia Biorbuling bilobata			+	+ 	
Orbulina suturalis				Ŧ	
			·		+
O. UNIVEISA	I			Ŧ	1 7 1

Таблица 17. Состав миоценовых ассоциаций планктонных фораминифер Восточного Средиземноморья (Кипр, Сирия)

таблица 17 (окончание)

Globigerinella aequilateralis			+	+
Hastigerina siphonifera				+
	39			
Всего видов: 64	24	29	36	26

следует помнить ограничительные возможности восточно-средиземноморского материала:

– планктонные фораминиферы нижнего и низов среднего миоцена происходят из пелагических карбонатных осадков, внешне сходных с карбонатными илами Северной Атлантики. Однако общая палеогеографическая обстановка миоценового времени на юго-западе Кипра и северозападе Сирии, а также состав бентосных фораминифер указывают на значительно более мелководные условия осадконакопления;

 карбонатно-терригенные отложения верхов среднего миоцена и низов верхнего миоцена (тортонский ярус) Кипра и Сирии коренным образом отличаются от одновозрастных карбонатных илов океана;

 – эвапоритовая формация верхнего миоцена (мессинский ярус) Восточного Средиземноморья исключает возможность сравнения комплексов планктонных фораминифер этого времени с таковыми открытого океанического бассейна;

Восточное Средиземноморье (море Леванта) не было непосредственно связано с Атлантическим океаном. Они разделялись Западным Средиземноморьем (Балеарский бассейн). Последнее сообщалось с Атлантикой серией проливов, а на пути к морю Леванта находился Сицилийско-Мальтийский подводный порог. Он мог оказывать существенное влияние на палеогидрологическую обстановку.

Особенности фауны миоценовых планктонных фораминифер Восточного Средиземноморья можно сформулировать следующим образом.

1. Общее видовое разнообразие в осадках миоцена (аквитанский-тортонский ярусы) Восточного Средиземноморья (64 таксона) значительно ниже, чем в субтропической области Северо-Восточной Атлантики – 86 видов (за вычетом видов из зон Globorotalia plesiotumida и Globorotalia margaritae margaritae верхнего миоцена). Аналогичная тенденция прослеживается и для подотделов миоцена: ранний миоцен – в Восточном Средиземноморье 39 видов, в Атлантике 53 вида; средний миоцен – соответственно, 36 и 62 вида; поздний миоцен (зоны Globorotalia continuosa и Globorotalia acostaensis) – 26 и 38 видов. Возможно, это различие оказалось бы несколько сглаженным, если бы все скважины, вскрывшие миоценовые отложения в субтропическом поясе Северной Атлантики, располагались бы точно в пределах 35– 36° с.ш. (мы же для сравнения взяли всю субтропическую область, 23–40° с.ш.). С другой стороны, такие виды, как Globorotalia peripheroacuta в миоцене Сирии встречаются в качестве редких экземпляров, a Globigerinatella insueta – в качестве совершенно единичных. Если ими принебречь, различие между комплексами планктонных фораминифер усилится. При всех обстоятельствах, именно открытый океан, а не Средиземноморье, дает исчерпывающую картину о фауне планктонных фораминифер и их изменении на протяжении миоценового времени.

2. Различия в океанических и морских комплексах миоценовых планктонных фораминифер, очевидно, обусловлены двумя причинами. Прежде всего, это климатический фактор. Некоторые таксоны, типичные для тропической области и южной части субтропической области, отсутствуют в Средиземноморье или встречаются крайне редко. К ним принадлежат килеватые глобороталии (Globorotalia archaeomenardii, G. praemenardii, G. cultrata, G. miocea), Globorotalia (Clavatorella) bermudezi, Globigerinoides baroemoenensis, Globigerinatella insueta, Globigerinopsis aguasayensis. Температурный сдвиг (похолодание) в середине среднего миоцена приводит к тому, что из тепловодной группы Globorotalia fohsi встречены лишь редкие экземпляры G. peripheroacuta co сжатым периферическим краем, а более поздние таксоны (G. fohsi lobata, G. fohsi robusta) с килеватым краем отсутствуют.

Второй фактор различий фауны планктонных фораминифер носит палеогеографический (и палеоэкологический) характер. Представители рода Sphaeroidinellopsis в осадках среднего и верхнего миоцена субтропической области Северной Атлантики являются стандартными компонентами микрофауны. В одновозрастных отложениях Восточного Средиземноморья они практически отсутствуют, неожиданно давая эпиболь в базальных слоях плиоцена (акме-зона Sphaeroidinellopsis). Однако для миоцена Западного Средиземноморья виды Sphaeroidinellopsis отмечаются (Iaccarino, 1985), хотя их количест-

Интервал	Ранний		Средний	Поздний
Duran	MH NINII N'NIZ-	OUCH NINISA	MHOUCH	MHOUEH
ВИДЫ Droomudeenhaara bizolowi		ININOD-ININOA	ININOD-ININ9a	ININ 9D-ININ 12a
Calaidisaus Jantananus	т 	+ +	+	+
		+		+
Catinacter colvenius		+	т	
Coccolithus appelagious		L .		
C mionalagious		+	+ +	+
C nelagicus	¥	+	+	+ +
Corporagicus	+ 	+	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Coronocyclus micscens		T		
Cuolicorgalithus abicactus				T
C floridonus				
Dissolithing ispanice		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
Discontinua japonica			+	+ +
D. multipora		+	+	т
Discoaster adamanteus			+ · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
D. hallus		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
D. berggenii				+
D. berggrenn			<u>,</u>	+
D. bound			+	+
D. braaruon		+	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
D. brouweri			+	+
D. calcaris			+	+
D. challengeri			+	+
D. dellandrei	+	+	+	
D. druggn	+			
D. exilis		+	+	
D. cf. hamatus			+	
D. kugleri			+	
D. loeblichi				+
D. moorei			+	
D. neohamatus				+
D. neorectus				+
D. pentaradiatus				+
D. quinqueramus				+
D. surculus				+
D. variabilis		+	+	+
D. woodringi	+			
Discoaster sp.		+	+	+
Helicosphaera ampliaperta	+	+		
H. carteri	+	+.	+ `	+
H. euphratis	+	+	+	
H. granulata	+	+	+	
H. intermedia		+	+	
H. recta	+			
H. scissura	+	+		
H. sellii		l	ļ	+
H. obliqua	+	+		
Helicosphaera sp.			+	+
Holodiscolithus macroporus	+	+	+	
Reticulofenestra bisecta	+			
R. dictyoda	+			
R. hesslandii	+	+		
R.pseudoumbilica		+	+	+
Rhabdosphaera sp.		+	+	+
Scyphosphaera amphora				+
S. intermedia				+
S. pulcherrima				+
S. globulata				+
S. tubifera				+
Scyphosphaera sp.		T	1	+
Sphenolithus abies		+	+	+
S. belemnos	+	+		
S. ciperoensis	+		1	

Таблица 18. Состав миоценовых ассоциаций наннопланктона Вост	сточного Средиземномори	я (Кипр, 4	Сирия)
--	-------------------------	------------	--------

S. heteromorphus	+	+	+	
S. moriformis	+	+	+	
S. neoabies			+	+
S. pacificus	+	+	+	+
Sphenolithus sp.	+	+	+	+
Triquetrorhabdulus milowii	+	+		
T. rugosus		+	+	+
Triquetrorhabdulus sp.		+	+	+
Umbilicosphaera jafari		+	+	+
Zyrhablithes bijugatus	+			
	35			
Всего видов: 72	31	36	41	41

таблица 18 (окончание)

венная роль в палеоценозах фораминифер недостаточно ясна. Очевидно, проливы между Атлантикой и Западным Средиземноморьем и Сицилийско-Мальтийский подводный порог между Западным и Восточным Средиземноморьем являлись в миоценовое время некими экологическими барьерами, создававшими особенности биономического режима и препятствовавшими свободной миграции Sphaeroidinellopsis. Не исключено, что различие биономической обстановки в Западном и Восточном Средиземноморье послужило причиной отсутствия в последнем регионе и таких видов, как Clavatorella sturani, Globorotalia partimlabiata, G. saphoae, G. miotumida, Globorotaloides falconarae, Candeina nitida. известных из миоцена Италии и Испании.

В развитии миоценовой наннофлоры Восточного Средиземноморья прослеживаются те же особенности, которые характерны для фауны планктонных фораминифер этого региона (табл.18).

1. Общее видовое разнообразие (72 таксона) в этом регионе ниже, чем в субтропической области океана (82 вида). Эти различия наблюдаются в раннем миоцене (35 видов в море и 41 вид в Атлантике) и в позднем миоцене (41 вид и 56 видов, соответственно); в среднем миоцене в обоих регионах присутствует 41 таксон.

2. Более глубокие различия между одновозрастными сообществами океана и моря проявляются при анализе количественного состава ассоциаций. Основную массу миоценового комплекса составляют кокколиты родов Coccolithus и Reticulofenestra, а также долгоживущих видов родов Helicosphaera, Sphenolithus, Triquetrorhabdulus, Umbilicosphaera. Виды рода Discoaster, широко развитые в средне- и верхненемиоценовых осадках океана, немногочисленны или крайне редки в Восточном Средиземноморье, имеют угнетенный облик, а зачастую морфологически отличны от типичных океанических форм (как, например, Discoaster kugleri). Во второй половине среднего миоцена и в позднем миоцене стратиграфически важные таксоны единичны, либо отсутствуют (Catinaster coalitus, Discoaster hamatus, D. calcaris, виды рода Amaurolithus).

3. Различие комплексов наннофлоры Восточного Средиземноморья и субтропической области открытого океана обусловлено как палеогеографическими, так и палеоэкологическими особенностями морского бассейна.

Таксономический состав миоценового наннопланктона Западного Средиземноморья практически идентичен таковому из одновозрастных океанических осадков субтропической области. Следовательно, между Западным и Восточным Средиземноморьем существовал некий экологический барьер, препятствовавший свободной миграции видов. Причиной обеднения видового состава могла быть мелководность проливов, соединявших Восточное Средиземноморье на западе с Атлантикой, а на востоке – с Индо-Пацификой, а также отсутствие ярко выраженных течений, которые могли бы способствовать интенсивному водообмену. Отрицательное влияние на планктон могли также оказывать и периодически возникавшие явления стагнации бассейна.

Глава б

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ В МИОЦЕНЕ

Миоценовый этап эволюции Земли, охватывавший период времени приблизительно от 23 млн лет до 5 млн лет назад (Cande, Kent, 1992), является критическим в ее кайнозойской истории. Именно в миоцене завершился переход от режима теплой биосферы, господствовавшей в меловое и раннепалеогеновое время, к ледовой, когда климат планеты определяется наличием мощных покровных оледенений в полярных областях. Прелюдией к этой трансформации и ее непосредственной причиной послужили тектонические и связанные с ними океанические события на протяжении позднепалеогенового времени, которые в конечном итоге привели к преобразованию механизма циркуляции в океане (соленостный тип циркуляции сменился термогалинным), возникновению в глубоководных частях океанов психросферы и формированию системы глобальной циркуляции, подобной современной.

Эти события связаны с началом рифтинга между Австралией и Антарктидой на рубеже эоцена и олигоцена и, позднее, раскрытием пролива Дрейка и появлением глубоководной связи между Тихим, Атлантическим и Индийским океанами в высоких широтах Южного полушария. Последнее привело к формированию Циркум-Антарктического течения, термической изоляции Антарктиды и развитию в ее пределах покровного оледенения.

Тектонические процессы в Южном полушарии, сопровождавшиеся движением литосферных блоков на север, в конечном итоге обусловили прекращение в низких широтах свободного водообмена между океанами и образование на месте Западного Тетиса Североатлантического бассейна, сообщавшегося с Тихим океаном через проливы между Северной и Южной Америкой, и полузамкнутый Средиземноморский бассейн. В результате закрытия Восточного Тетиса в среднем миоцене Циркумэкваториальное течение, до этого определявшее характер глобальной циркуляции, прекратило свое существованиею. В каждом из океанов сформировадась собственная система циркуляции с меридиональными течениями и, соответственно, меридиональным переносом водных масс и перераспределением тепла.

Решающее влияние на глобальную систему циркуляции в океане и климатическую эволюцию оказали также тектонические процессы в Северной Атлантике. В результате появилась устойчивая связь между Норвежско-Гренландским бассейном и Северной Атлантикой и началось интенсивное формирование североатлантической глубинной водной массы и ее распространение по всему Мировому океану. Все эти океанические и климатические изменения, пик которых приходится на миоценовое время, непосредственным образом влияли на характер осадконакопления и распределение океанской биоты.

Многочисленными исследованиями установлено, что изменения в океанской циркуляции и климате не были постепенным и однонаправленным процессом. В их эволюции устанавливаются периоды относительного покоя или плавных изменений, которые сменялись периодами драматических перестроек в системе океанской циркуляции и климата. Они приводили к кардинальному перераспределению химических и физических характеристик в океанской среде и, как следствие, к изменениям биоты.

Анализ различных групп карбонатного и кремневого планктона в миоценовых осадках разных широтных зон Северо-Восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья показал, что, подчиняясь общим закономерностям, их распределение не всегда контролируется глобальными причинами, а нередко во многом зависит от локальных или региональных условий. Такими осложняющими факторами могут служить степень изолированности бассейна, глубины осадконакопления, течения, развитие региональных апвеллингов и др. Разграничение глобальных и региональных (локальных) факторов и оценка их влияния на состав и распределение биоты важны для выявления общей тенденции климатических и экологических изменений на протяжении миоценового времени и возможны только путем проведения комплексных исследований в масштабах всего океанского (морского) бассейна или его крупных сегментов.

Восстановление океанической и климатической эволюции, а также развития биоты Северо-Восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья в миоцене на основе анализа состава и распределения ископаемых организмов встречается с определенными трудностями. Это связано с тем, что, несмотря на относительно большое количество скважин, пробуренных в первом из этих регионов, и наземных выходов миоценовых отложений во втором, достаточно полные разрезы миоцена с хорошей палеонтологической характеристикой встречаются не часто. В Восточном Средиземноморье положение усугубляется развитием мелководных, эвапоритовых и солоноватоводных фаций, что обусловливает обедненный состав планктонных микроорганизмов (или даже их полное отсутствие) и их плохую сохранность. Тем не менее, одновременный анализ состава и особенностей распределения планктонных микроорганизмов с известковым и кремневым скелетом в разных широтных зонах и областях с различными экологическими условиями в сочетании с литологическими и геохимическими данными позволяет проследить основные океанические и климатические события в этом регионе на протяжении миоценового времени.

Ранний миоцен (23,5-15 млн лет назад)

На имеющихся изотопных кривых (Shackleton, Kennett, 1975; Rabussier-Lointier, 1980; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980; Miller et al., 1987a, b, 1989; Wright, Miller, 1992; Kennett, 1995; и др.) начало раннего миоцена отмечено отрицательным сдвигом, который отвечает существенному потеплению, наступившему после довольно резкого похолодания в позднем олигоцене (рис.28). Это потепление имело глобальный



Рис. 28. Изменения изотопного состава кислорода в раковинах планктонных фораминифер в миоценовых осадках Северной Атлантики (скв. 563, 608) и плато Кергелен (скв. 747) (Wright, Miller, 1992)

характер и нашло отражение во всех широтных зонах океана. Судя по данным изотопных исследований, тепловодные условия в океане, в том числе в Северной Атлантике и Средиземноморье, сохранялись на протяжении всего раннего миоцена. Раннемиоценовое потепление фиксируется также в составе и характере распределения карбонатного планктона.

Распределение планктонных фораминифер в аквитанских осадках Северо-Восточной Атлантики свидетельствует об относительно высоких температурах поверхностных вод на большей части этого бассейна. При сравнении планктонных фораминифер из разных широтных зон океана (см. табл.7-11), хорошо видно, что вся Северная Атлантика от экватора на юге до плато Роколл на севере была заселена довольно богатой в видовом отношении, но однообразной ассоциацией. Это, очевидно, отражает эволюционные особенности аквитанского комплекса фораминифер, что затрудняет установление палеоклиматических поясов. В бурдигальской ассоциации фораминифер наряду с космополитными представителями глобигерин, глобороталий с округлым периферическим краем и катапсидраксов обычны виды типичных тепловодных родов Globigerinoides, Globoquadrina и Praeorbulina (температурный максимум миоцена). Аналогичная картина наблюдается также в составе и распределении наннопланктона. Повсеместно в Северной Атлантике и Восточном Средиземноморье раннемиоценовая наннофлора характеризуется тепловодным составом.

Вместе с тем, нижнемиоценовые ассоциации карбонатного планктона тропической и субтропической областей Северо-Восточной Атлантики несколько холодноводнее, чем на сопоставимых широтах других районов Мирового океана. Это проявляется в их структуре. Хотя типичные тропические элементы фауны планктонных фораминифер и наннофлоры встречаются в нижнемиоценовых осадках вдоль всего африканского и европейского побережий от экватора до плато Роколл, они, как правило, играют подчиненную роль. В количественном отношении преобладают представители космополитных видов. Относительно более холодноводный характер планктонных фораминифер подчеркивается редкими находками типичных тепловодных форм, например, рода Globigerinatella, который обычен в западной тропической-субтропической области Атлантики. В Северо-Восточной Атлантике единичные экземпляры Globigerinatella insueta встречены лишь в отдельных образцах нижнемиоценовых осадков скв. 366 на поднятии Сьерра-Леоне (Krasheninnikov, Pflaumann, 1978).

Относительная холодноводность условий в поверхностных водах изученного региона Атлантики в раннем миоцене была обусловлена, вероятно, развитием процессов апвеллинга. Это подтверждается широким распространением в нижнемиоценовых осадках кремневого планктона (радиолярий, диатомей). Высокие концентрации кремневых организмов обнаружены во многих приконтинентальных районах Северо-Восточной Атлантики: у побережья Северо-Западной Африки, где обильные остатки радиолярий, диатомей и спикулы губок встречены в скв. 138, 139, 366, 368, 369, 397, 667 (Diester-Haas, 1979; Sarnthein, 1978; Riech, 1979; Arthur et al., 1979; Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al., 1988); на горе Виго у Пиренейского полуострова (Sibuet, Ryan et al., 1979); в Бискайском заливе (Montadert, Roberts et al., 1979b) и в районе плато Роколл (Montadert, Roberts et al., 1979b). Очевидно, процессы апвеллинга захватили все прибрежные районы Северо-Западной Африки и Европы. Интересно отметить, что в Бискайском заливе нижнемиоценовые осадки обогащены биогенным кремнистым материалом только в его восточных районах, прилегающих к побережью Португалии и Франции. На поднятии (гребне) Гобан, расположенном на том же континентальном склоне, но в более западной, открытой части залива, кремнистые организмы практически отсутствуют (Graciansky, Poag et al., 1985). Такое распределение биогенного кремнистого материала в нижнемиоценовых осадках залива косвенно подтверждает, что его происхождение связано с процессами апвеллинга.

Накопление биогенных кремнистых осадков было обусловлено не только высокой продуктивностью кремневого планктона в поверхностных водах в связи с постоянным поступлением биогенных элементов из глубины в процессе подъема вод, но, вероятно, и специфическими придонными условиями, благоприятными для сохранения биогенного кремнезема. Такие условия могли возникнуть в результате слабой циркуляции в придонных водах. Высокая биопродуктивность поверхностных вод обеспечивала поступление на дно больших количеств органического вещества. Его окисление в сочетании с плохой аэрацией придонного слоя приводило к уменьшению растворенного кислорода и, как следствие, ослаблению процессов растворения кремнезема, как это наблюдается в современных зонах апвеллинга.

На существование подобных условий указывают результаты изучения состава и распределения

бентосных фораминифер в неогеновых осадках скв.608 на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта и в скв.610 в районе плато Роколл. По данным Е.Томас (Thomas, 1987), в течение большей части раннего миоцена, особенно в период 19,2-17 млн лет назад, дно в этих районах было заселено ассоциацией бентосных фораминифер с преобладанием видов рода Bolivina. По аналогии с современными данными этот факт интерпретируется как результат существования вялой циркуляции в придонном слое. Придонные воды в рассматриваемом районе формируются главным образом за счет североатлантической водной массы, поступающей через Фареро-Исландский порог из Норвежско-Гренландского бассейна. Это означает, что интенсивность ее поступления в восточную часть Северной Атлантики в раннем миоцене была относительно низкой. На слабую интенсивность этого процесса и плохую аэрацию придонных вод Северо-Восточной Атлантики указывают также пониженные по сравнению с западной частью Северной Атлантики значения δ¹³С, полученные для нижнемиоценовых осадков скв. 366, 608 и 667 (Miller et al., 1987; 1989).

Следует, однако, отметить, что имеются сведения о высокой степени оксигенизации придонных вод и интенсивном поступлении в раннем миоцене североатлантической глубинной воды в Северо-Восточную Атлантику, в частности, в район поднятия Гобан (Poag et al., 1984; Snyder et al., 1984). В этом, вероятно, нет противоречия. Такие различия свидетельствуют об исключительно сложном распределении гидрологических характеристик в этом регионе.

Как упоминалось выше, довольно однообразный состав характерен для нижнемиоценовой (аквитанской) ассоциации планктонных фораминифер, которая распространена по всей Северо-Восточной Атлантике от экватора до северного окончания плато Роколл (57-58° с.ш.). Значения видового разнообразия фораминифер в разных широтных зонах этого региона близки. Из таблиц 7-11 видно, что в пределах всей изученной области Северной Атлантики оно не претерпевает значительных изменений, составляя 84 вида в современной экваториально-тропической зоне, 99 видов в субтропической области, 94 вида в южной части бореальной области и 84 вида в районе плато Роколл. Лишь севернее разнообразие планктонных фораминифер резко уменьшается, и в скв.336 на Фареро-Исландском хребте (64° с.ш.) предположительно нижнемиоценовые осадки содержат только раковины агглютинирующего бентосного вида Martinottiella communis (Berggren, Schnitker, 1983). Морфологические особенности аквитанских планктонных фораминифер не позволяют применить актуалистический метод (т.е. аналогию с распространением современных фораминифер) для установления широтной зональности этого времени. Вероятно, эта цель может быть достигнута путем изучения реального распределения планктонных фораминифер в аквитанских осадках Северной Атлантики с учетом процентного соотношения их видов.

Теплое бурдигальское время характеризовалось диверсификацией планктонных фораминифер, появлением новых морфологических типов. Поэтому достаточно отчетливо намечаются тропический пояс с Globigerinatella, субтропический с разнообразными Globigerinoides, Globoquadrina, Praeorbulina и умеренный пояс, где три последних таксона занимают подчиненное положение, а доминируют различные виды Globigerina. Очевидно, границы поясов в бурдигальское время были сдвинуты в Северной Атлантике в северном направлении по сравнению с их положением в аквитане, поскольку немногочисленные экземпляры Praeorbulina и Globoquadrina встречены в высоких широтах.

Некоторые тропические виды наннопланктона в Северной Атлантике достигают, как и тепловодные виды планктонных фораминифер, широт плато Роколл, но разнообразие комплексов наннопланктона не превышает 12 видов. Дальнейшее обеднение наннофлоры в северном направлении происходит также довольно быстро и уже в районе хребта Рейкъянес (63–64° с.ш.) она насчитывает всего несколько видов.

Климатическая зональность раннего миоцена намечается в высоких широтах Южной Атлантики, где осадки этого возраста с хорошей палеонтологической характеристикой вскрыты серией скважин. Ассоциации планктонных фораминифер и известкового наннопланктона в нижнемиоценовых осадках моря Уэдделла представлены единичными видами (Barker, Kennett et al., 1990), что указывает на низкие температуры поверхностных вод. Об этом же свидетельствует и появление в значительном количестве кремневых микроорганизмов в нижнемиоценовых осадках Фолклендского плато (Крашенинников, Басов, 1986). Можно предположить, что в начале миоцена в высоких широтах обоих полушарий уже существовал, возможно, периодически (Barker, Kennett et al., 1990), Полярный гидрологический фронт, разделявший водные массы с контрастными температурными характеристиками. На зарождение широтной дифференциации водных масс в это время указывает также пик темпов диверсификации (исчезновений

и появлений видов) планктонных фораминифер в умеренных и высоких широтах, осваивавших новые водные массы (Wei, Kennett, 1986).

Согласно изотопным (Miller et al., 1987b; 1989; и др.) и палеонтологическим (Над, 1980) данным, температуры поверхностных вод в Северо-Восточной Атлантике испытывали на протяжении раннего миоцена значительные колебания. По данным Б. Хака, в течение раннего миоцена в Северной Атлантике дважды имели место существенные расширения ареалов тропических видов. Максимальных значений температуры поверхностных вод достигли на рубеже раннего и среднего миоцена. В это время в Северной Атлантике повсеместно распространилась группа типичных тропических видов рода Praeorbulina (P. transitoria, P. glomerosa glomerosa, P. gromerosa curva, P. glomerosa circularis), которые присутствуют в зоне Praeorbulina glomerosa нижнего миоцена большинства скважин вплоть до широты плато Роколл. Изотопные данные также указывают на то, что температуры поверхностных вод в это время достигли максимальных для всего миоцена значений (Miller et al., 1989).

К сожалению, мы не располагаем данными по изотопному составу кислорода раковин раннемиоценовых фораминифер Средиземного моря. Этот бассейн в раннем миоцене имел обширные связи с Северо-Восточной Атлантикой, что позволяет предполагать здесь условия, сходные с таковыми на сопоставимых широтах этого океана. На существование устойчивой связи Средиземноморья с Атлантикой и близких условий указывает и сходный состав раннемиоценовых ассоциаций планктонных фораминифер этих двух бассейнов (Крашенинников, 1971).

Средний миоцен (15-11 млн лет назад)

Средний миоцен считается одним из наиболее важных периодов кайнозойской климатической эволюции (Flower, Kennett, 1994). В среднем миоцене прекратило свое существование, после закрытия океана Тетис (Hsu, LaBrecque et al., 1984), поверхностное экваториальное течение вокруг Земли, что привело к кардинальной реорганизации океанской циркуляции и глобальной системы теплопереноса. Это обусловило начало интенсивного роста ледового щита в Восточной Антарктиде, падение уровня океана (Haq et al., 1987) и ухудшение климата.

В Северо-Восточной Атлантике середина среднего миоцена отмечена существенным похолоданием, которое захватило как поверхностные, так и придонные воды. На изотопных кривых этот рубеж совпадает со значительным положительным сдвигом в составе кислорода (Miller et al., 1989). Данное событие имело глобальный характер и отмечено во многих других районах Мирового океана (Shackleton, Kennett, 1975; Miller et al., 1987a, b; Flower, Kennett, 1994; и др.).

Начавшееся глобальное похолодание стимулировало процесс дифференциации водных масс и появление различий в ассоциациях планктонных микроорганизмов, в первую очередь, с известковым скелетом, обитавших в разных широтных зонах.

Состав планктонных фораминифер в Северо-Восточной Атлантике в первой половине среднего миоцена оставался тепловодным, на что указывает присутствие, наравне с многочисленными представителями Globigerinoides, Globoquadrina, Praeorbulina, Orbulina, характерной тропическойсубтропической группы Globorotalia fohsi и ряда килеватых глобороталий. Тепловодные элементы в среднемиоценовых осадках изученного региона отмечены практически повсеместно от экватора до плато Роколл, но частота их встречаемости и видовое разнообразие в составе ассоциаций существенно различаются в разных широтных зонах. Если в эквториально-тропической и субтропической областях эти тепловодные виды являются важной составной частью комплекса и играют существенную роль в расчленении осадков, то в бореальной области их значение становится ничтожным, а часто они вовсе отсутствуют. Видовое разнообразие планктонных фораминифер при движении от экватора в высокие широты меняется незначительно (35-40 таксонов), но в высоких широтах многие из них встречаются в качестве единичных экземпляров. Особенности распределения фораминифер свидетельствуют, что широтная зональность в распределении карбонатного планктона в среднем миоцене была достаточно хорошо выражена.

В распределении известкового наннопланктона также заметны широтные различия, которые проявляются в уменьшении роли дискоастеров и сфенолитов при движении из низких широт в высокие, а также в уменьшении в этом направлении разнообразия комплексов.

Похолодание среднего миоцена сказалось не только на характере распределения планктонных фораминифер, но и на их составе в целом. Начиная со второй половины среднего миоцена преобладающее развитие во всех широтных зонах Северо-Восточной Атлантики получают представители умеренных и относительно холодноводных родов Globigerina, Globoquadrina, Globorotalia (с округлым периферическим краем).

Сходным образом понижение температуры поверхностных вод отразилось и на составе известкового наннопланктона, что особенно заметно в высокоширотной области, где климатические изменения были более существенными. В среднем миоцене здесь наблюдается прогрессирующее падение видового разнообразия и уменьшение роли тепловодных элементов (дискоастеров и сфенолитов). Начиная со второй половины среднего миоцена ассоциация наннопланктона в районах Бискайского залива и плато Роколл становится настолько холодноводной, что выделение зональных единиц становится затруднительным (Mueller, 1979, 1985). Аналогичная ситуация наблюдается и в Средиземноморье (Bizon, Mueller, 1977). Согласно данным Б.Хака (Haq, 1980), вторая половина среднего миоцена в Северной Атлантике отмечена сокращением ареала распространения тепловодной наннофлоры.

Наиболее существенные изменения в среднем миоцене произошли в распределении кремневых микроорганизмов. Биогенные кремнистые осадки, до этого широко развитые в разных районах Северной Атлантики, в том числе, в ее восточной части (Baldauf, Barron, 1990), на рубеже раннего и среднего миоцена начали здесь постепенно исчезать или же ареалы их распространения и концентрации биогенного кремнезема в осадках начали резко сокращаться. В конце раннего миоцена очаги заметного биогенного кремненакопления сохранялись только в Лабрадорском море и Норвежско-Гренладском бассейне. В Восточной Атлантике осадки с заметным содержанием кремневых микроорганизмов в среднем миоцене отсутствуют практически повсеместно, за исключением восточного склона Срединно-Атлантического хребта (скв.608). В это же время биогенные кремнистые осадки начали интенсивно накапливаться в северной части Тихого океана и у калифорнийского побережья (Barron, 1986; Barron, Baldauf, 1989, 1990), а также в Южном океане, где в начале среднего миоцена сформировался непрерывный пояс биогенного кремненакопления (Крашенинников, Басов, 1986). Следует отметить, что, по результатам бурения в 145 рейсе "ДЖОИДЕС Резолюшн" на подводных поднятиях Обручева и Паттон-Меррей в северной части Тихого океана (Rea, Basov, Scholl, Allan et al., 1995), повышенные содержания кремневых микроорганизмов отмечены здесь уже в основании нижнемиоценового разреза. Тем не менее, уровень развития собственно биогенных кремнистых осадков в этих

районах приблизительно совпадает с рубежом раннего и среднего миоцена, что подтверждает наблюдения американских исследователей. Такое глобальное перераспределение центров биогенного кремненакопления (в американской литературе этот феномен получил название "silica shift" или "silica switch") напрямую связано с изменениями гидрологических условий в Северной Атлантике.

Воды современного океана, особенно поверхностные, в целом недосыщены кремнием, поэтому подавляющее большинство скелетов кремневых микроорганизмов (диатомовые водоросли, радиолярии) растворяется не достигнув дна. Подсчитано, что более 90% биогенного опала, продуцируемого микроорганизмами в поверхностных водах, растворяется при погружении отмерших раковин на дно (Кеннетт, 1987). Поэтому накопление кремнистых осадков с содержанием биогенного кремнезема более 30% возможно только в тех районах, где продуктивность кремневого планктона в поверхностных водах исключительно высока, а промежуточные и глубинные воды в достаточной мере насыщены кремнием. Учитывая, что поверхностные воды океана сильно недосыщены этим элементом, высокая продуктивность кремневых микроорганизмов в настоящее время отмечается только в зоне экваториальной дивергенции и в районах региональных апвеллингов у западных побережий континентов. В этих областях ресурс кремния в поверхностных водах постоянно пополняется за счет его поступления с поднимающимися на поверхность промежуточными и глубинными водами.

В настоящее время глубинные и промежуточные воды в океане представляют собой смесь так называемых "молодой" и "старой" вод, которые резко различаются по степени насыщения кремнием. "Молодая" вода образуется за счет североатлантической глубинной водной массы, интенсивное формирование которой началось, как говорилось выше, на рубеже раннего и среднего миоцена в Норвежско-Гренландском бассейне. Она резко недосыщена кремнием. "Старая" вода, заполняющая глубоководную часть океана, напротив, отличается более высоким содержанием растворенного кремния. Североатлантическая водная масса, погружаясь и распространяясь на юг, "омолаживает" "старые" воды, понижая в них концентрацию кремнезема. Однако, на своем пути из Северной Атлантики в Тихий океан (через Южный океан) она постепенно насыщается этим элементом, и поэтому глубинные и промежуточные воды Северной Пацифики характеризуются повышенными его содержаниями.

Перемещение центров биогенного кремненакопления из Северной Атлантики в Северную Пацифику и Южный океан произошло во время климатического оптимума, т.е. несколько раньше начала интенсивного роста ледового щита в Восточной Антарктиде и глобального понижения температуры вод в океанах. Это дало основание предполагать, что данное событие связано именно с началом формирования больших объемов "молодой" Североатлантической глубинной водной массы (Baldauf, Barron, 1990). Последовавшее затем глобальное похолодание, вероятно, привело лишь к ускорению этого перемещения и расширению масштабов кремненакопления в северной части Тихого океана путем интенсификации процесса формирования указанной водной массы и усиления общей циркуляции и подъема на поверхность глубинных вод, обогащенных питательными элементами, в том числе кремнием, в высокоширотных областях Северного и Южного полушарий. Расширение пояса кремненакопления вокруг Антарктиды на протяжении среднего миоцена и в более поздние эпохи подтверждает это предположение.

Об усилении процессов формирования североатлантической глубинной воды и интенсификации придонной циркуляции в Восточной Атлантике свидетельствуют также результаты изотопных исследований (Miller et al., 1989) и изменения в составе бентосных фораминифер. У.Берггрен и Д.Шниткер (Berggren, Schnitker, 1983) считают, что именно в среднем миоцене произошло становление ассоциации бентосных фораминифер, близкой по составу той, которая обитает в настоящее время в Северной Атлантике. По их мнению, причиной коренных изменений в фауне бентосных фораминифер явилось интенсивное поступление холодных вод из Норвежско-Гренландского бассейна, которое началось после погружения в начале среднего миоцена Фареро-Исландского порога. Е.Томас (Thomas, 1987) полагает, что становление современной фауны произошло гораздо позже (3,5-0,7 млн лет назад), однако она также отмечает существенные изменения в составе бентосных фораминифер Северо-Восточной Атлантики в первой половине среднего миоцена (14,5-13,5 млн лет назад). Последние она связывает с изменением гидрологического режима в придонном слое, т.е. понижением температуры придонных вод и усилением циркуляции.

Климатические события среднего миоцена фиксируются также и в Средиземном море. Здесь они регистрируются изотопными исследованиями (van der Zwaan, Gudjonsson, 1986). Изотопный анализ раковин планктонных фораминифер Globigerinoides trilobus и G. obliquus из средне-верхнемиоценовых разрезов Сицилии выявил климатические колебания, синхронные таковым в других районах Мирового океана (рис.29). Наиболее значительное понижение температуры поверхностных вод, которое имело ступенчатый характер (около 13,6, 12,1 и 11 млн лет назад), произошло во второй половине среднего миоцена и по времени совпадало с периодом ускоренного роста ледового покрова в Антарктиде (14–10 млн лет назад). Начало последнего события синхронно и, по-видимому, в значительной мере обязано прекращению поверхностной циркуляции вод вокруг Земли вдоль экватора, которое произошло



Рис. 29. Сравнение кривых изотопного состава кислорода в средне- верхнемиоценовых осадках Западного Средиземноморья и открытого океана (скв. 289, плато Онтонг-Джава, Тихий океан) (van der Zwaan, Gudjonsson, 1986)

после закрытия Тетиса, и прекращения свободного глубоководного водообмена между Средиземным морем (и Атлантическим океаном) и Индийским океаном (Hsu, Labrecque et al., 1984).

Частичная изоляция Средиземного моря от Мирового океана затрудняет интерпретацию данных изотопного анализа (van der Zwaan, Gudjonsson, 1986). Хотя они и демонстрируют несколько положительных сдвигов, отвечающих понижениям температур, о чем говорилось выше, общая тенденция изменений значений δ^{18} О в Средиземном море во второй половине среднего миоцена свидетельствует скорее о понижении солености поверхностных вод и усилении стратификации водного столба. Это подтверждается также данными изотопного состава углерода.

Поздний миоцен (11-5 млн лет назад)

Тенденции климатических, океанических и биотических изменений, отчетливо проявившиеся в среднем миоцене, получили дальнейшее развитие в позднем миоцене.

В Северо-Восточной Атлантике после кратковременного потепления в начале тортонского времени продолжалось понижение поверхностных температур, зафиксированное прогрессирующим утяжелением изотопов кислорода (Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980; Miller et al., 1987b; и др.). Похолодание сопровождалось дальнейшим развитием климатической зональности и усилением широтной дифференциации планктонной микробиоты. Наметившееся разделение планктонных фораминифер на экваториально-тропическую, субтропическую, переходную и бореальную ассоциации, приуроченные к соответствующим климатическим поясам, в позднем миоцене получило окончательное оформление.

Общее понижение температуры поверхностных вод нашло отражение в составе и экологических особенностях планктонных фораминифер. Широкое развитие среди них получают космополитные представители Globigerina, Neogloboquadrina, Globorotalia с округлым периферическим краем. В высоких широтах (плато Роколл, восточный склон Срединно-Атлантического хребта, Бискайский залив) одной из ведущих становится группа видов Globorotalia miozea (G. miozea miozea, G. miozea conoidea, G. conomiozea), которые во второй половине позднего миоцена (мессинское время) распространяются далеко на юг.

Заметно холодноводнее и дифференцированнее становятся наннопланктонные ассоциации.

К концу миоцена в океане уже, вероятно, сформировалась система циркуляции, близкая к современной, с хорошо выраженными широтной климатической зональностью и гидрологическими фронтами между различными водными массами в Северном и Южном полушариях, что нашло отражение в четкой биполярности в распределении карбонатных планктонных организмов. В высоких широтах Северной Атлантики в позднем миоцене развивается сообщество планктонных фораминифер, которое по составу и структуре практически идентично их ассоциации в Австралийско-Новозеландском регионе (Крашенинников, Басов, 1997). Важно отметить, что в Южном полушарии ареал распространения этого сообщества смещен в более низкие широты, что указывает на асимметрию в расположении климатических поясов за счет доминирующего влияния в последнем антарктического ледового щита.

Судя по изотопным данным (Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980) и изменениям в составе бентосных фораминифер (Thomas, 1987), глубинные воды также претерпели трансформацию. Наиболее существенные изменения в фауне бентосных фораминифер имели место 10-9 и 7-7.5 млн лет назад. Эти события совпадают с периодами ускорения роста объема льда в Антарктиде, в том числе в ее западной части, что сопровождалось глобальными похолоданиями, зарегистрированными различными методами во многих районах океана и на континентах (Kennett, 1995). Дж. Меррей (Murray, 1987), проведший количественный анализ бентосных фораминифер из миоценовых осадков скв.609-611, высказал предположение, что выявленные изменения в их составе связаны с проникновением в эти периоды в Северо-Восточную Атлантику Антарктической придонной воды и прекращением поступления сюда Североатлантической глубинной водной массы из Норвежско-Гренландского бассейна.

В позднем миоцене (тортоне), вероятно, имело место усиление процессов апвеллинга в ряде районов вдоль европейского побережья Атлантики, а также в Западном Средиземноморье. Это событие по своим масштабам было, очевидно, менее значительным в сравнении с региональным апвеллингом раннего миоцена и отмечено локальными накоплениями осадков, обогащенных кремневыми микроорганизмами. Такие осадки, которые получили название "фация моронитас", известны исключительно из морских разрезов на суше (Андалузия, Сицилия, Балеарские о-ва). Состав диатомовых и радиоляриевых ассоциаций указывает на накопление этих отложений в прибрежных районах, но, возможно, на значительных глубинах и в условиях ограниченного привноса терригенного материала.

Конец позднего миоцена отмечен событием, которое хорошо известно в литературе под названием "мессинский кризис". Падение уровня Мирового океана (Haq et al., 1987) в это время привело к значительной изоляции Средиземного моря, его затрудненному сообщению с Атлантикой и накоплению мощных толщ эвапоритов. В Восточном Средиземноморье морские осадки с обедненной фауной планктонных фораминифер встречаются лишь эпизодически.

Влияние этого события на гидрологическую и климатическую обстановку Северной Атлантики остается предметом спекуляций. Некоторые исследователи (например, Я.Ван-Хинте, устное сообщение) считают, что прекращение поступления соленой средиземноморской воды в высокоширотную область Северной Атлантики стимулировало образование льдов в Арктическом бассейне. Другие (Blanc, Duplessy, 1982; Thomas, 1987) рассматривают это событие в качестве причины прекращения в конце миоцена формирования Североатлантической глубинной воды и, как результат, проникновения в высокие широты Северной Атлантики Антарктической придонной водной массы. Присутствие здесь последней, как упоминалось, предполагается на основе изучения состава бентосных фораминифер (Murray, 1987).

В позднем миоцене появляются первые признаки формирования покровных льдов в арктической области Северного полушария. Обширное покровное оледенение здесь сформировалось значительно позднее (около 2,6 млн лет назад), о чем свидетельствует резкое увеличение количества в осадках и расширение районов распространения материала ледового разноса в Северной Атлантике (Ruddiman, Kidd, Thomas et al., 1987; Thiede, Myhre, Firth, Johnson, Ruddiman et al., 1996), а также в



Рис. 30. Карта распространения материала ледового разноса с наиболее древним возрастом в Арктическом секторе Северной Атлантики Числитель – возраст, млн лет; знаменатель – скважины ODP

Северной Пацифике (Rea, Basov, Scholl, Allan et al., 1995). Тем не менее, отдельные гальки и обломки пород, разносившиеся плавающими льдами, отмечаются здесь намного раньше (рис.30). Наиболее древний, достоверно установленный материал ледового разноса в арктическом секторе Северной Атлантики, который фиксирует время, когда материковые льды впервые достигли уровня моря, имеет здесь возраст около 11 млн лет в проливе Фрама (Thiede, Myhre, Firth, Johnson, Ruddiman et al., 1996), 8–9,5 млн лет в Баффиновом заливе и Лабрадорской впадине (Srivastava, Arthur, Clement et al., 1989). 7–10,2 млн лет во впадине Ирмингер (Larsen, Saunders, Clift et al., 1994) и 5,7 млн лет на плато Воринг (Eldholm, Thiede, Taylor et al., 1989). В северной части Тихого океана первые находки материала ледового разноса также датируются поздним миоценом, около 6 млн лет (Rea, Basov, Scholl, Allan et al., 1995). Таким образом, в позднем миоцене в Арктике активно формировались горные ледники, при этом некоторые из них, вероятно, достигали уровня моря, хотя сплошного покровного оледенения здесь не существовало. Различия в возрасте материала ледового разноса в разных районах свидетельствуют о том, что оледенение в Арктике развивалось диахронно. Оно началось, вероятно, в Гренландии и постепенно распространялось в восточном и западном направлениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования демонстрируют правильность выбранного нами комплексного подхода к решению проблем корреляции осадков, формировавшихся в резко различных условиях. Одновременный анализ нескольких групп планктонных микроорганизмов с известковым и кремневым скелетом с разными экологическими характеристиками и стратиграфическим потенциалом позволил выполнить главную задачу исследований - провести надежную корреляцию миоценовых глубоководных океанических осадков Северо-Восточной Атлантики и морских пелагических и мелководных отложений Восточного Средиземноморья (Кипр, Ближний Восток, Месопотамия). Одновременно он позволил восстановить последовательность основных палеогеографических, гидрологических и климатических событий, имевших место в этом регионе на протяжении миоценового времени.

Разумеется, изложенные материалы не могут претендовать на полный охват всех аспектов исключительно сложной и насыщенной событиями истории развития Северо-Восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья и эволюции их биоты в миоцене. Основное внимание нами уделялось изучению ассоциаций известковых и кремневых микроорганизмов и их экологических особенностей в разных условиях - в открытоокеанических, средиземных и полузамкнутых морских бассейнах и влиянию изменений в характере палеогеографических связей между этими бассейнами. По этой причине некоторые другие важные события, которые несомненно накладывали существенный отпечаток на осадконакопление и биоту (колебания уровня океана, изменения во времени глубины карбонатной компенсации и другие) здесь не рассматриваются.

Анализ оригинальных и опубликованных данных показывает, что несмотря на многочисленные исследования в миоценовой истории изученного региона существуют проблемы, которые фактически не упоминаются в специальной литературе.

Речь идет об особенностях распространения кремневого планктона в Средиземноморье. Так, если в Западном Средиземноморье кремневые микроорганизмы развиты в миоценовых разрезах достаточно широко, формируя иногда фации кремнистых осадков (формация моронитас), то в Восточном Средиземноморье они редки или практически отсутствуют. Причины такого распределения кремневого планктона скорее всего кроются в палеогеографических особенностях развития данного бассейна, однако их выявление нуждается в проведении специальных исследований. В связи с этим необходимо, вероятно, вспомнить о давно высказанной идее существования в миоценовое время в западной части Средиземного моря хребта, вытянутого в субмеридиональном направлении. Расположение известных в этом районе выходов биогенно-кремнистых пород (Сицилия, Балеарские острова) как будто подтверждает это предположение.

С другой стороны, степень решенности ряда проблем, упоминающихся в данной работе и касающихся не только рассмотренного здесь региона, весьма различна. Некоторые из них, например, точное время, причины и механизм перераспределения центров биогенного кремненакопления, по существу, только сформулированы. Также еще ждет своего решения и проблема неогеновой эволюции покровного оледенения в Северном полушарии, формирование которого началось в позднем миоцене. Неясными остаются механизм формирования мощной эвапоритовой формации и палеогеографическая обстановка мессинского времени, поскольку в литературе по этим вопросам существуют довольно разнообразные гипотезы. Список нерешенных проблем может быть продолжен. В данный момент следует констатировать, что усилиями огромного числа исследователей и целых научных коллективов из разных стран уже восстановлены многие страницы миоценовой истории, однако ее полная расшифровка еще далека от завершения.

SUMMARY

The present work is dedicated to one of the most dramatic periods in the Cenozoic history of the Earth. The Miocene was marked by the formation of the circulation system resembling that in the modern ocean. This resulted from tectonic processes in the Southern Hemisphere, which were accompanied by the northward movement of lithospheric blocks. In the long run, they led to termination of a free water exchange between oceans in low latitudes and to formation of the North Atlantic Ocean, which was connected with the Pacific via seaway between North and South America, and the Mediterranean basin, instead of the former Western Tethys. As a result of a significant sealevel fall that occurred in the Late Oligocene after the closure of the Eastern Tethys the Mediterranean basin disintegrated into several semiclosed marine basins with peculiar bionomic conditions and biota.

The study of deposits accumulated in these basins and their correlation with coeval oceanic sediments meets significant difficulties. The latter are related to the fact that sedimentary sequences of such basins bear records of events of a different scale: subglobal, regional, and local.

Discrimination between these events is possible only using a complex approach to their study, i.e. the thorough consideration of oceanic and marine sequences (their structure and lithology) with simultaneous analysis of taxonomic composition and ecology of different fossils enclosed in these deposits. Peculiarities of paleogeographic links between these basins at different stages of their development should also be taken into consideration.

When studying the Miocene deposits of the Northeastern Atlantic and the Mediterranean region, we tried to follow such approach. We studied samples from main Miocene sequences drilled at different latitudes of the Northeastern Atlantic from equator in the south to the Rockall Plateau (53°N) in the north and also from Miocene marine deposits of different basins in the Eastern Mediterranean (Southwestern Cyprus, Northwestern Syria, Mesopotamia), as well as main fossil groups from these sequences. The taxonomic composition and ecological peculiarities of assemblages of calcareous (planktonic foraminifers, nannofossils) and siliceous (radiolarians, diatoms, silicoflagellates) microorganisms were studied. In addition, extensive data on these deposits and enclosed microfossils published in many works were taken in consideration.

The considered materials on the composition of these fossil groups, their ecological characteristics, stratigraphic and geographic distribution in different latitudinal belts of the Northeastern Atlantic and in the Eastern Mediterranean allowed us to define both features in common peculiar of biotas in these basins caused by global factors and essential differences related to paleogeographic peculiarities in their development.

1. Most important for the stratigraphy of Miocene deposits in both considered basins are calcareous planktonic microorganisms. In the Northeastern Atlantic, diverse assemblages of planktonic foraminifers and nannofossils occur persistently in Miocene deposits from the equator to the Rockall Plateau. Their preservation and species diversity experience significant variations and are controlled by sedimentation depth, latitudinal position of sections, and climatic fluctuations during the Miocene, as well as by local factors (peculiarities of water mass circulation, regional upwellings, etc.). In the Mediterranean, representative assemblages of calcareous plankton, which allow detailed subdivision of deposits and reliable correlation with coeval stratigraphic units in oceanic sections, are present in the lower and middle Miocene intervals and in the lower part of the Upper Miocene (the Tortonian Stage).

2. Siliceous microorganisms play a noticeable role only in the Northeastern Atlantic, however, the elevated contents of diatoms and radiolarians are confined there to certain intervals of the section marking periods of most favorable habitat conditions. Their highest concentrations are characteristic of areas located along the African and European coasts of the Atlantic. The maximum development of siliceous plankton corresponds to the Early Miocene and was probably controlled by the intensity of the regional coastal upwelling. In the Eastern Mediterranean, the stratigraphic role of siliceous microorganisms is negligible.

3. The total diversity of calcareous plankton decreases from lower toward higher latitudes of the Northeastern Atlantic. This regularity is also preserved separately in the Early, Middle, and Late Miocene. Departure from these regularities (for instance, slightly lower values of diversity of foraminifers from the equatorial-tropical zone and from the transition zone across the MAR eastern flank or, on the contrary, high diversity of nannofossils in the Rockall Plateau area) is either secondary (incomplete record, dissolution, etc.) or related to the local peculiarities of the hydrological regime.

4. Distribution of Miocene calcareous planktonic assemblages in the ocean is subjected to regularities, which are revealed for their modern assemblages. The following biogeographic assemblages are distinguished among Miocene foraminifers in the Northeastern Atlantic: equatorial-tropical (between equator and 23°N), subtropical (between 23°N and approximately 40°N), transitional, confined to the southern part of the modern boreal zone (40–50°N), and typical boreal (distributed north of 50°N). The equatorial-tropical (between equator and 25–30°N), subtropical (between 30°N and 55°N), and boreal (north of 55°N) assemblages can be singled out among nannofossils.

5. The total species diversity of planktonic foraminifers in Miocene deposits (Aquitanian-Tortonian stages) of the Eastern Mediterranean (64 species) is significantly lower than in the subtropical zone of the Northeastern Atlantic (86 species, minus species from the *Globorotalia plesiotumida* and *Globorotalia margaritae margaritae* Zones of the Upper Miocene). A similar tendency is characteristic also of all Miocene subseries: Lower Miocene – 39 species in the Eastern Mediterranean and 53 species in the Northeastern Atlantic, Middle Miocene – 36 and 62 species, respectively; and Upper Miocene (*Globorotalia continuosa* and *Globorotalia acostaensis* Zones) – 26 and 38 species.

Differences in oceanic and marine assemblages of planktonic foraminifers are probably related to two factors. First of them is a climatic factor. Some taxa typical of tropical and southern subtropical realms are either absent at the Mediterranean latitudes or occur sporadically. They are keeled globorotalians (Globorotalia archaeomenardii, G. praemenardii, G. cultrata, G. miocea), Globorotalia (Clavatorella) bermudezi, Globigerinoides baroemoenensis, Globigerinatella insueta, Globigerinopsis aguasayensis. The temperature shift (cooling) in the mid-Middle Miocene resulted in reduction of the thermophilic *Globorotalia* fohsi group (only rare specimens of *G. peripheroacuta* with compressed periphery occur, whereas later, keeled taxa *G. fohsi lobata* and *G. fohsi robusta* are absent).

The second factor responsible for differences in planktonic foraminifers is paleogeographic (paleoecological) one. Representatives of the Sphaeroidinellopsis genus are a permanent component in Middle and Upper Miocene deposits of the North Atlantic subtropical zone. In the coeval deposits of the Eastern Mediterranean, they are virtually absent suddenly forming epibole in basal layers of the Pliocene (Sphaeroidinellopsis acme-zone). The Sphaeroidinellopsis species are also recorded in Miocene deposits of the Western Mediterranean, though their role in foraminiferal paleocoenoses is insufficiently clear. It is probable that seaways between the Atlantic and Western Mediterranean as well as the Sicily-Malta undersea threshold represented in the Miocene an ecological barrier, which prevented a free migration of Sphaeroidinellopsis. It is not inconceivable that the difference in bionomic conditions in the Western and Eastern Mediterranean basins was responsible for the absence of some species in the latter such as Clavatorella sturani, Globorotalia saphoae, G. miotumida, Globorotaloides falconarae, and Candeina nitida recorded in Miocene deposits of Italy and Spain.

The above-mentioned factors were probably responsible also for the similar differences peculiar to the Miocene nannoflora of the Eastern Mediterranean region and Northeastern Atlantic. Its total diversity in the former basin (72 species) is lower than in the subtropical zone of the ocean (82 species). Similar situation is also characteristic of the Early Miocene (35 species in the sea and 41 species in the ocean) and in the Late Miocene (41 versus 56 species); in the Middle Miocene, the nannofossil assemblage in both basins includes 41 species. Even more significant differences between coeval assemblages from marine and oceanic deposits are revealed when analyzing their structure. The main bulk of the Miocene assemblage in the Mediterranean basin is represented by coccoliths of the Coccolithus and Reticulofenestra genera as well as by long-living species of the Helicosphaera, Sphenolithus, Triquetrorhabdulus, and Umbilicosphaera genera. Species of the Discoaster genus widespread in the Middle and Upper Miocene oceanic sediments are rare or very rare in the Eastern Mediterranean; they are characterized by a suppressed outlook and often differ morphologically from typical oceanic forms (for instance, Discoaster kugleri). In the second half of the Middle Miocene and in the Late Miocene, stratigraphically important species are either rare or absent (Discoaster hamatus, D. calcaris, Amaurolithus spp.).

6. The basic differences in the paleogeographic settings peculiar of oceanic and semiclosed sea basins determined the different response of biota on environmental changes. Nonetheless, the analysis of the lithology and structure of Miocene sections in the Northeastern Atlantic and Eastern Mediterranean as well as changes of plankton assemblages throughout the sequences allow the global climatic and oceanographic events occurred during this period to be defined and correlated. For instance, the highest sealevel rise and related climatic optimum at the Early-Middle Miocene are readily recognized in both basins in question. In the Northeastern Atlantic, these events are reflected in wider distribution areas of thermophilic species and their migration into higher latitudes. This period is also characterized by an increased erosion within the eastern continental slope and, probably, by intensification of the coastal upwelling (which is, in particular, evident from the formation of the Moronitas facies in the Cadiz Bay). In the Eastern Mediterranean basin (Cyprus, Syria, Mesopotamia), the considered interval (Late Burdigalian - Serravallian) is marked by a maximum transgression with accumulation of relatively deep and shallow water carbonate facies and free water exchange with the World Ocean. The calcareous planktonic assemblages of the Eastern Mediterranean basin and Northeastern Atlantic reveal the greatest similarity.

Indeed, the materials considered in the work do not encompass all aspects of the extremely complicated history of the development of the Northeastern Atlantic and Eastern Mediterranean basins and evolution of their biota. The main attention was paid to the study of assemblages of calcareous and siliceous microorganisms and their ecological peculiarities in different environments – open oceanic, mediterranean, and semiclosed marine settings and to the influence of changes in paleogeographic links between these basins. Therefore, some other important events, which undoubtedly influenced significantly sedimentation and biota, such as sea-level fluctuation, changes in the carbonate compensation depth, and others, are not considered in the work.

On the other hand, some general problems that concern not only the considered region are now solved to a different extent. Some of them, for instance the problem of exact timing, cause(s), and driving mechanism(s) of the "silica shift" phenomenon was formulated only recently. The problem of Neogene evolution of the glaciation in the Northern Hemisphere, whose formation commenced in the Late Miocene, is also remains to be solved. Unclear remains a mechanism of the formation of thick evaporite sequence and paleogeographic situation in the Messinian: different hypotheses on this problem are discussed in publications. The list of such problems could be continued. At present, one can state that owing to efforts of many investigators and scientific teams from different countries, some aspects of the Miocene history are well known, however, its comprehensive reconstruction as a whole is yet far from completion.

Concluding, we wish to express our sincere gratitude to the Administration of the Deep Sea Drilling Project (USA) for sending us core samples.

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С. 1980. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции // Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука. С. 102-128.
- Бараш М.С. 1988. О методах реконструкций условий палеосреды океанов по планктонным фораминиферам // Морская стратиграфия и микропалеонтология. М.: Наука. С. 52-73.
- Басов И.А. 1978. Роль апвеллинга в распространении фораминифер отряда Buliminida // Морская микропалеонтология. М.: Наука. С. 171-183.
- Безруков П.Л. 1964. Зональность и неравномерность осадконакопления в океанах // Современные проблемы географии. Научн. сообщ. сов. геогр. на XX Межд. Геогр. конгр. (Лондон. 1964). М.: Наука. С. 246-248.
- Беклемищев К.В., Парин Н.В., Семина Г.И. 1977. Пелагиаль // Океанология. Биология океана. Т.1. М.: Наука. С. 219-261.
- Бертельс-Успенская И.А., Уфлянд А.К. 1971. К стратиграфии среднего миоцена северо-западной части междуречья Тигра и Евфрата // Труды НИЛЗарубежгеология. Вып. 22. С. 136-141.
- Богоров В.Г., Зенкевич Л.А. 1966. Биологическая структура океана // Экология водных организмов. М.: Наука. С. 3-14.
- Дмитренко О.Б. 1993. Биогеография Атлантического и Индийского океанов в кайнозое по наннопланктону. М.: Наука. 175 с.
- Казьмин В.Г. 1965. Особенности сочленения древней платформы и Альпийской геосинклинальной области в северо-восточном обрамлении Средиземного моря *И* Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 40. Вып. 6. С. 43-56.
- *Кеннетт Дж.П.* 1987. Морская геология. Ч. 2. М.: Мир. 384 с.

- Крашенинников В.А. 1966. Фораминиферы и некоторые вопросы биостратиграфии морских миоценовых отложений Восточного Средиземноморья // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 10. С. 398-419.
- Крашенинников В.А. 1969. О ярусной шкале миоцена открытых морских бассейнов тропической и субтропической области // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 11. С. 132-156.
- Крашенинников В.А. 1971. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. Труды ГИН АН СССР. Вып. 220. 238 с.
- Крашенинников В.А. 1978. Зна́чение океанских отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны)// Вопросы микропалеонтологии. Вып. 21. С. 42-161.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. 1986. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука. 206 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. 1997. Планктонные фораминиферы миоцена Северо-Восточной Атлантики (стратиграфия, палеоэкология) // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XII Международной школы морской геологии. Т. 2. С. 233-234.
- Крашенинников В.А., Орешкина Т.В., Радионова Э.П., Хохлова И.Е. 1989. Корреляция зональных шкал (по известковому и кремневому планктону) неогеновых отложений Тихоокеанской области // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 30. С. 101-123.
- Кругликова С.Б. 1969. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан. Т. VIII. М.: Наука. С. 48-72.
- *Кругликова С.Б.* 1975. Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология.

Т.15. Вып.1. С.116-122.

- Кругликова С.Б. 1988. Радиолярии (Polycystina) из донных осадков Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. С. 92-102.
- Петрушевская М.Г. 1967. Радиолярии отрядов Spumellaria и Nassellaria Антарктической области (по материалам Советской Антарктической экспедиции) // Исслед. фауны морей. Вып.4. (12): Результаты биологических исследований. Л. С. 5-176.
- Петрушевская М.Г. 1972. Некоторые вопросы палеогеографии по материалам радиоляриевого анализа глубоководных донных отложений // Океанология. Т. XII. Вып. 4. С. 640-653.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А., Михайлов И.А., Разваляев А.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Уфлянд А.К., Фараджев В.А. 1969. Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Труды НИЛЗарубежгеология. Вып. 18.216 с.
- Радионова Э.П. 1991. Стратиграфия неогена тропической области Тихого океана по диатомеям. М.: Наука. 109 с.
- Решетняк В.В. 1955. Вертикальное распределение радиолярий Курило-Камчатской впадины // Труды Зоол. Ин-та АН СССР. Т. XXI. С. 94-101.
- Уфлянд А.К., Бертельс-Успенская И.А. 1971. Об условиях образования и возрасте осадков свиты нижний фарс в пределах Северо-Восточной Сирии // Труды НИЛЗарубежгеология. Вып. 22. С. 142-149.
- Хусид Т.А. 1977. Биоценозы бентосных фораминифер в районе Перуанско-Чилийского желоба // Труды Ин-та океанологии АН СССР. Т. 108. С. 25-36.
- Abelmann A. 1990. Oligocene to middle Miocene radiolarian stratigraphy of southern high latitudes from Leg 113, Site 689 and 690 // Barker P.F., Kennett J.P. et al. Proc. ODP. Sci. Res. College Station: Ocean Drilling Program. Vol. 113. P. 675-708.
- Abelmann A. 1992. Early to Middle Miocene radiolarian stratigraphy of the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Wise S.W., Jr., Schlich R. et al. Proc. ODP, Sci. Res. Vol. 120. College Station: Ocean Drilling Program. P. 757-783.
- Akiba F. 1986. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middleto-high latitudes of the North Pacific // Kagami H., Karig D.E., Colbourn W.T. et al., Init.

Repts. DSDP. Vol. 87: Washington: U.S. Govt. Printing Office. P. 393-481.

- Alsharhan A.S., Nairn A.E.M. 1997. Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Amsterdam: Elsevier. 843 p. and A1-A99 p.
- Alvinerie J. 1980a. Aquitanien (Stratotype aquitain) // Les etages Francais et leurs stratotypes. Mem. B.R.G.M. N 109. P. 258-263.
- Alvinerie J. 1980b. Burdigalien s. str. (Aquitaine) // Les etages Francais et leurs stratotypes. Mem. B.R.G.M. N 109. P. 269-272.
- Andrews G. 1974. Systematic position and stratigraphic significance of the marine diatom Raphidodiscus marilandicus Christian // Nova Hedw. Beihft. Vol. 45. P. 231-250.
- Arthur M.A., von Rad U., Cornford C., McKoy F., Sarnthein M. 1979. Evolution and sedimentary history of the Cape Bojador continental margin, northwestern Africa // von Rad U, Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 47. P. 773-816.
- Bach-Imam I., Dagher K., Khiami K., Sigal J. 1976. Sedimentation marine ou lacune a l'Oligocene et au Miocene basal en Syrie orientale // C.R. somm. Soc. geol. France. Fasc. 2. P. 45-47.
- Backmann J. 1984. Cenozoic calcareous nannofossil biostratigraphy from the Northeastern Atlantic Ocean-Deep Sea Drilling Project Leg 81 // Roberts D.G., Schnitker D. et al. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 81. P. 403-428.
- Baldauf J.G. 1986. Diatom biostratigraphic and paleoceanographic interpretations for the middle to high latitude North Atlantic Ocean // North Atlantic paleoceanography. Summerhayes C.P. and Shackleton N.J. (Eds.). Geological Society. Special Publication. N. 21. P. 243-252.
- Baldauf J.G. 1987. Biostratigraphic and paleoceanographic interpretation of lower and middle Miocene sediments, Rockall Plateau region, North Atlantic Ocean // Ruddimam W. F., Kidd R. B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 94. P. 1033-1043.
- Baldauf J.G., Barron J.A. 1990. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns – Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Bleil U., Thiede J. (Eds.). Kluwer Academic Publisher. P. 575-607.
- Baldauf J.G., Pokras E.M. 1989. Diatom biostratigraphy of Leg 108 sediments: eastern tropical At-

lantic ocean // Ruddiman W., Sarnthein M. et al., Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 108. College Station: Ocean Drilling Program. P. 23-34.

- Banner F.T., Blow W.H. 1965. Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene // Nature. Vol. 208. P. 1164-1166.
- Barker P.F., Kennett J.P. et al. 1990. Proceedings of the ODP. Sciientific Results, College Station: ODP. Vol. 113. 1033 p.
- Baroz F., Bizon G. 1977. La couverture Tertiaire du flanc nord du massif du Troodos et de la partie meridionale de la Mesaoria; etude stratigraphique et micropaleontologique. - Rev. Inst. France Petrol. Vol. XXXII. N 5. P. 719-759.
- Baroz F., Bernoulli D., Biju-Duval B., Bizon G., Bizon J.-J., Letouzey J. 1978. Correlation of the Neogene formations of the Florence Rise and of Northern Cyprus: paleogeographic and structiral implications // Hsu K.J., Montadert L. et al. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt .Print. Office. Vol. 42. Pt. 1. P. 903-926.
- Barron J.A. 1985. Miocene to Holocene planktic diatoms // Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., and Perch-Nielsen K. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 763-810.
- Barron J.A. 1986. Paleoceanographic and tectonic controls on deposition of the Monterey Formation and related siliceous rocks in California // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceology. Vol. 53. P. 27-45.
- Barron J.A. 1992. Neogene diatom datum levels in the equatorial and North Pacific // The Centenary of Japanese Micropaleontology. Ishizaki K. and Saito T. (Eds.). Tokyo: Univ. Tokyo Press. P. 413-425.
- Barron J.A., Baldauf J.G. 1989. Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // Productivity of the Ocean: Present and Past. Berger W.H., Smetachek V.S., and Wefer G. (Eds.). John Wiley and Sons. P. 341-354.
- Barron J.A., Baldauf L.G. 1990. Development of biosiliceous sedimentation in the North Pacific during the Miocene and early Pliocene // Pacific Neogene Events (Their Timing, Nature and Interrelationship). Tsuchi R. (Ed.). Tokyo: Univ. Tokyo Press. P. 43-63.
- Barron J.A., Baldauf J.G. 1995. Cenozoic marine diatom biostratigraphy and aplications to paleoclimatology and paleoceanography // Siliceous Microfossils. Blome C.D. et al. (convenors). Paleontological Society Short Courses in Paleontology. N. 8. P. 107-118.

- Barron J.A., Gladenkov A.Y. 1995. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., and Allan J.F. (Eds.). Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 145. College Station: Ocean Drilling Program. P. 3-19.
- Beckmann L.P. 1972. The Foraminifera and some associated microfossils of Sites 135 to 140 // Hayes D.E., Pimm A.C. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 14. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 389-420.
- Benson R.N. 1972. Radiolaria, Leg 12, Deep Sea Drilling Project // Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 12. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1085-1113.
- Berggren W.A. 1971. Tertiary boundaries and correlation // Micropaleontology of the Oceans. Funnel B.M. and Riedel W.R. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 693-809.
- Berggren W.A. 1972. Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic // Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 12. Washington: U.S. Govt Print. Office. P. 965-1001.
- Berggren W.A. 1978. Recent advances in Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy, biochronology and biogeography: Atlantic Ocean // Micropaleontology. Vol. 24. N 2. P. 327-330.
- Berggren W.A. 1983. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and biogeography: Atlantic, Mediterranean and Indo-Pacific // Pacific Neogene datum planes: IGCR project 114. Tokyo: Univ. Tokyo Press. P. 111-161.
- Berggren W.A., Schnitker D. 1983. Cenozoic marine environments in the North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea // Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge. Plenum Publ. Corp. P. 495-548.
- Berggren W.A., Benson R.H., Haq B.U., Riedel W.R., Sanfilippo A., Schrader H.J., Tjalsma R.C. 1976. The El Cuervo section (Andalusia, Spain): Micropaleontologic anatomy of an early Late Miocene lower bathyal deposit // Mar. Micropaleontol. Vol. 1. P. 195-247.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., III, Aubry M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Spec. Publ. N 54. P. 129-212.
- Bizon G., Mueller C. 1977. Remarks on some biostratigraphic problems in the Mediterranean Neogene // Int. Symp. on the structural history of the Mediterranean basins. Paris (Technip). P. 381-390.

- Bjorklund K.R. 1976. Radiolaria from the Norwegian Sea, Leg 38 of Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP. Vol. 38. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1001-1068.
- Blanc P.-J., Duplessy J.-C. 1982. The deep-water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis // Deep-Sea. Res. Vol. 29 (12A). P. 1391-1414.
- Blow W.H. 1969. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. 1st Intern. conf. plankt. microfos. Geneva, Leiden: Brill. 1966. P. 199-422.
- Blueford J.R. 1983. Distribution of Quaternary radiolarians in the Navarian Basin geologic province, Bering Sea // Deep-Sea Res. Vol. 30. N. 7. P. 763-781.
- Boilot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al. 1986. Proceedings of the ODP. Initial Reports. Vol. 103.
 Pt. A. College Station: Ocean Drilling Program. 567 p.
- Boilot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al. 1987. Proceedings of the ODP. Scientific Results. Vol. 103.
 Pt. B. College Station: Ocean Drilling Program. 661 p.
- Bolli H.M. 1957. Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I // US Nat. Mus. Bull. N 215. P. 97-123.
- Bolli H. M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera // Bol. Inform. Asoc. Venez. geol. miner. y petrol. Vol. 9. N 1. P. 3-32.
- Bolli H. M. 1970. The Foraminifera of Sites 21-31, Leg 4// Bader R.G., Gerard R.D. et al.. Init. Repts. DSDP. Vol. 4. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 577-643.
- Bolli H.M., Bermudez P.J. 1965. Zonation based on planktonic foraminifera of middle Miocene to Pliocene warm-water sediments // Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol. Min. Pet. Vol. 8. P. 119-149.
- Bolli H. M., Premoli Silva I. 1973. Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 sites in the Caribbean Sea // Edgar N.T., Saunders J.B. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 15. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 475-498.
- Bolli H.M., Saunders J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., and Perch-Nielsen K. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 155-262.
- Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds.). 1985. Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1032 p.

- Boni A. 1967. Notizie sul Serravalliano tipo // Guida alle escursioni del IV Congresso C.M.N.S. Selli R. et al. (Eds.). P. 47-63.
- Bougault H., Cande S.C. et al. 1985. Initial Reports of the DSDP. Vol. 82. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 667 p.
- Bramlette M.N. 1957. Discoaster and some related microfossils // US Geol. Surv. Prof. Pap. N 280-F. P. 247-255.
- Bramlette M.N., Riedel W.R. 1954. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores // J. Paleontol. Vol. 28. N 4. P. 385-403.
- Bramlette M.N., Wilcoxon J.A. 1967. Middle Tetriary calcareous nannoplankton of the Cipero section-Trinidad // Tulane Stud. Geol. Vol. 5. N 3. P. 93-131.
- Bukry D. 1972. Futher comments on coccolith stratigraphy. Leg 12, DSDP // Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 12. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1071-1083.
- Bukry D. 1973. Coccolith stratigraphy: Eastern Equatorial Pacific // Van Andel T.H., Heeth C.R., et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 16. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 653-711.
- Bukry D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Northwestern Pacific Ocean. DSDP, Leg 32 // Larson R.L., Moberly R. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 32. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 677-701.
- Bukry D. 1977. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Central North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 37 // Aumento F., Melson W.G. et al. Init. Repts. DSDP. Vol.37. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 917-927.
- Bukry D. 1978a. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils // Micropaleontology. Vol. 24. N 1. P. 44-60.
- Bukry D. 1978b. Cenozoic coccolith and silicoflagellate stratigraphy, offshore northwest Africa, Deep Sea Drilling Project, Leg 41 // Lancelot Y., Seibold E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 41. Washing-ton: U.S. Govt. Print. Office. P. 689-707.
- Bukry. D. 1980. Miocene Corbisema triacantha Zone phytoplankton from Sites 415 and 416 off northwest Africa, Deep Sea Drilling Project Leg 50 // Lancelot Y., Winterer E.L. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 50. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 507-523.
- Bukry D. 1981. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment // SEPM Special Publication. N. 32. P. 433-444.

- Cande S.C., Kent D.V. 1992. A new Geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journ. Geophys. Res. Vol. 97. N B10. P. 13,917-13,951.
- Cepek P., Wind F.N. 1979. Neogene and Quaternary calcareous nannoplankton from DSDP, Site 397 (Northwest African Margin) // Von Rad U., Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Vol 47. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P.289-316.
- Chen P. 1975. Antarctic Radiolaria, Leg 28, Deep Sea Drilling Project // Hayes D.E., Frakes L.A. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 28. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 437-513.
- Cita M.B. 1964. Considerations sur le Langhien des Langhe et sur la stratigraphie Miocene du bassin Tertiaire du Piemont // Proc. II Sess. Com. Medit. Neog. Strat., Sabadel-Madrid: Inst. "Lucas Mallada". Vol. 9. P. 203-210.
- Cita M.B., Blow W.H. 1969. The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type-sections in Italy // Riv. Ital. Paleontol. Vol. 75. P. 549-603.
- Cita M.B., Elter P. 1960. La posizione stratigrafica delle Marne a Pteropodi delle Langhe a delle Collina di Torino ed il significato cronologico del Langhiano // Acc. Naz. Lincei., Rend. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat. Vol. 29. N 5. P. 360-369.
- Cita M.B., Gelati R. 1960. Globoquadrina langhiana n.sp. del Langhiano tipo // Riv. Ital. Paleontol. Strat. Vol. 66. N 2. P. 241-246.
- Cita M.B., Podenzani M. 1980. Destructive effects of oxygen starvation and ash falls on benthic life: a pilot study // Quat. Res. Vol. 13. P. 230-241.
- Cita M.B., Premoli Silva I. 1960. Pelagic foraminifera from the type Langhian // Proc. Intern. Paleontol. Union. Norden. Pt. 22. P. 39-50.
- Cita M.B., Premoli Silva I. 1968. Evolution of the planktonic foraminiferal assemblages in the stratigraphical interval between the type-Langhian and type-Tortonian and biozonation of the Miocene of Piedmont // Giorn. Geol. Ser. 2. Vol. 35. Fasc. 3. P. 1-28.
- Cita M.B., Premoli Silva I., Rossi R. 1965. Foraminiferi planctonici del Tortoniano-tipo // Riv. Ital. Paleont. Vol. 71. N 1. P. 217-308.
- Cizancourt M. 1934. Materiaux pour la stratigraphie du Nummulitique dans le Desert de Syrie // Bull. Soc. Geol. France. 5 ser. Vol. 4. N 8-9. P. 157-190.
- Cockbain A. E. 1961. Foraminiferal faunas from the Lapithos Group of Cyprus // Geol. Mag. Vol. XCVIII. N 3. P. 178-194.
- Colom G. 1945. Los foraminiferos de "Concha are-

nacea" de las margas burdigalienses de Mallorca // Estudios geol. N 2.

- Colom G. 1946. Los sedimentos burdigalienses de las Baleares, foraminiferos de "Concha arenacea" de las margas burdigalienses de Mallorca, Estudios // Estudios geol. N 3.
- Colom G. 1952. Aquitanian and Burdigalian diatom deposits of the North Betic Strait, Spain // Journ. Paleontol. Vol. 26. N 6. P. 867-885.
- Colom G. 1956. Los Foraminiferos del Budigaliense de Mallorca // Mem. R. Acad. Cien. y Art, Barcelona. Vol. 32. N 5. 230 p.
- Colom G. 1958. The age of the beds with Miogypsina mediterranea Bronnimann on the island of Majorc // Micropaleontology. Vol. 4. N 4. P. 347-362.
- Colom G., Gamundi J. 1951. Sobre la extension y importanica de los "moronitas" a la largo de los formaciones aquitano – burdigalienses del estrecho nort-betico // Estudios geol. N 14. P. 331-385.
- David E. 1933. Note sur l'Oligocene et de Burdigalien de la Syrie Septentrionale // C.R. Acad. Sci. France. Vol. 196. N 15. P. 1134-1136.
- Demarcq J. 1980. Burdigalien s.l. (inclus region rhodanienne) // Les etages Francais et leurs stratotypes. Mem. B.R.G.M. N 109. P. 272-278.
- Demarcq J., Magne J., Anglada R., Carbonel G. 1974. Le Burdigalien stratotypique de la Vallee du Rhone: sa position biostratigraphique // Bull. Soc. Geol. France. Vol. 16. P. 509-515.
- Dickson R.R., Kidd R.B. 1987. Deep circulation in the southern Rockall Plateu trough the oceano-graphic setting of Site 610 // Ruddimam W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1061-1074.
- Diester-Haas L. 1978. Influence of carbonate dissolution, climate, sea-level changes and volcanism on Neogene sediments off northwest Africa // Lancelot Y., Seibold E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 41. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1033-1047.
- Diester-Haas L. 1979. DSDP Site 397: climatological, sedimentological and oceanographic changes in the Neogene autochtonous sequence // von Rad, Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 47. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Pt. 1. P. 773-816.
- Donnally D.M. 1989. Calcareous nannofossils of the Norwegian-Greenland Sea: ODP Leg 104 // Eldholm O., Thiede J., Taylor E. et al. Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 104. College Station: Ocean Drilling Program. P. 459-486.

- Doncieux L., Dubertret L., Vautrin H. 1936. L'Oligocene et le Burdigalien du desert de la Syrie // C.R.Acad. Sci. France. Vol. 202. P. 2165-2167.
- D'Onofrio S., Giannelli L., Iaccarino S., Morlotti E., Romeo M., Salvatorini G., Sampo M. Sprovieri R. 1975. Planktonic foraminifera from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian // Bull. Soc. Paleontol. Ital. Vol. 14. P. 177-196.
- Dubertret L. 1938. Au sujet de l'Oligocene et du Burdigalien en Syrie // C.R. Acad. Sci. France. Vol. 207. P. 1422-1424.
- Dubertret L. 1943. Carte geologique de la Syrie et du Liban au Millionieme (2 Edition). Delegation generale au Levant de la France Combattante. Section geologique. 67 p.
- Dubertret L. 1944. Carte lithologique de la Syrie et du Liban (1:1000000). Delegation generale de France au Levant. Section geologique. Beyrouth.
- Dubertret L. 1945. Carte geologique de la Syrie et du Liban au 1:1000000 (3 Edition). Beyrouth.
- Dubertret L. 1953. Carte geologique au 200.000. Feuille d'Antioche. Damas.: Ministere des travaux publics. 67 p.
- Dubertret L., Cottreau J. 1938. Les Echinides miocenes des regions d'Antioche et d'Alep // C.R. Soc. geol. France. P. 57-58.
- Dubertret L., Roger J. 1938. Les Pectinides neogenes des regions d'Antioche et d'Alep (Syrie) // C.R. Soc. geol. France. P. 73-74.
- Dubertret L., Keller A., Vautrin H. 1932. Contribution a l'etude de la region desertique syrienne // C.R. Acad. Sci. France. Vol. 194. P. 1000-1002.
- Dunnington H.V. 1958. Generation, migration, accumulation and dissipation of oil in Northern Iraq // Spec. Publ., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Habitat of Oil. Simposium. Tulsa. P. 1194-1251.
- Eldholm I., Thiede J., Taylor E., et al. 1989. Proceedings of the ODP. Scientific Results. Vol. 104. College Station: Ocean Drilling Program. 783 p.
- Ellis C.H., Lohman W.M. 1979. Neogene calcareous nannoplankton biostratigraphy in Eastern Mediterranean deep-sea sediments (DSDP Leg 42A, Sites 315 and 316) // Mar. Micropaleontol. Vol. 25. P. 61-84.
- Excursion "A". Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. 1975. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. VIth Congress, Bratislava.
- Flower B.P., Kennett J.P. 1994. The middle Miocene climatic transition, East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global

carbon cycling // Palaeogeogarphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 108. P. 537-555.

- Foreman H.P. 1975. Radiolaria from the North Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 32// Larson R.L. Moberly. R. et al. Init. Repts. DSDP. Vol.32. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 579-676.
- Frerichs W.E. 1970. Distribution and ecology of benthonic foraminifera in the sediments of the Andaman Sea // Contrib. Cushman Found. Foram. Res. Vol. 21. Pt. 4.
- Galactionov A.B., Demidov V.A., Katkova N.S. 1966. The geological map of Syria. Scale 1: 200000. Sheets J-37-VI, XII (Al-Qamishli, Sinjar); J-38-I, VII (Qarashouk-Dagh).Explanatory Notes. Moscow: Technoexport. 84 p.
- Gartner S. 1967. Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica and Gulf of Mexico // Univ. Kans. Paleontol. Contrib. Vol. 29. P. 1-17.
- Gartner S. 1979. Nannofossils and Biostratigraphy: An Overview // Earth-Science Reviews. N 13. P. 227-250.
- Gianotti A. 1953. Microfaune della serie tortoniana del Rio Mazzapiedi-Castellania (Tortona-Alessandria) // Riv. Ital. Paleontol. Strat. Mem. VI. P. 167-308.
- Gombos A.M. 1983. Survey of Diatoms in the upper Oligocene and lower Miocene in holes 515B and 516F // Barker P.F., Karlson R.L. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 72. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 793-804.
- Graciansky P.C. de, Poag C.W. et al. 1985. Initial Reports of the DSDP. Vol. 80. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 679 p.
- Haq B.U. 1980. Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean // Micropaleontology. Vol. 26. N 4. P. 414-443.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P. 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic // Science. Vol. 235. P. 1156-1167.
- Hay W. W. 1995. Paleoceanography of marine organiccarbon-rich sediments // Paleoceanography, paleoclimate and source rocks. AAPG Studies in Geology. N 40. P. 21-59.
- Hayes D.E., Pimm A.C. et al. 1972. Initial Reports of the DSDP. Vol. 14. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 975 p.
- Hays J.D. 1965. Radiolaria and Tertiary and Quaternary history of Antarctic Seas // Antarct. Res. Ser. Biol. Antarctic Seas II. Washington. Vol. 5. P. 125-184.

- Hays J.D. 1970. Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in the North Pacific Deep-Sea sediments // Geol. Soc. Am. Mem. Vol. 126. P. 185-218.
- Hays J.D., Saito T., Opdyke N.D., Burckle L.H. 1969. Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record // Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 80. P. 1481-1514.
- Henson F. R., Browne R. V., McGinty J. 1949. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus // Quart. Journ. Geol. Soc. London. Vol. 105. P. 1-41.
- Hinz K., Winterer E.L. et al. 1984. Initial Reports of the DSDP. Vol. 79. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 834 p.
- Hsu K.J., LaBrecque J.L. et al. 1984. Initial Reports of the DSDP. Vol. 73. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 798 p.
- Hsu K. J., Ryan W. B. F., Cita M. B. 1973. Late Miocene dessication of the Mediterranean // Nature. Vol. 242. P. 240-244.
- Hulsemann K. 1963. Radiolaria from the Arctic Drifting Station T-3, including the description of three new species // Arct. Inst. N. Amer: Pap. Arct. N 13. P. 1-62.
- Iaccarino S. 1985. Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., and Perch-Nielsen K. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 283-314.
- Iaccarino S., Salvatorini G. 1979. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Neogene and Quaternary of Site 398 of DSDP Leg 47B // Sibuet J.-C., Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 47. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 255-285.
- Iaccarino S., Salvatorini G. 1982. A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area // Paleontol. Statigr. Evol. Vol. 2. P. 115-125.
- Jenkins D.G. 1967. Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand // N.Z.J. Geol. and Geophys. Vol. 10. N 4. P. 1064-1078.
- Jenkins D.G. 1971. New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera // N.Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull. Vol. 42. P. 1-278.
- Jenkins D.G. 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwestern Pacific and Tasman Sea // Kennett J.P., Houtz R.E et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 29. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 449-467.

- Jenkins D.G. 1978. Neogene planktonic foraminifers from DSDP Leg 40 Sites 360 and 362 in the Southeastern Atlantic // Bolli H.M., Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 40. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 723-729.
- Jenkins D.G. 1985. Southern mid-latitude Paleocene to Holocene planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., and Perch-Nielsen K. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 263-282.
- Jenkins D.G., Orr W.N. 1971. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and the problem of test solutions // Rev. Espanola de Micropaleontologia. Vol. 3. P. 301-304.
- Jenkins D.G., Orr W.N. 1972. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the east equatorial Pacific -DSDP Leg 9 // Hays J.D., Cook H.E. III. Init. Repts. DSDP. Vol. 9. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1060-1193.
- Johnson D.A. 1978. Cenozoic Radiolaria from the eastern tropical Atlantic, DSDP, Leg 41 // Lancelot Y., Seibold E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 41. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 763-789.
- Johnson D.A., Nigrini C. 1980. Radiolarian biogeography in surface sediments of the western Indian Ocean // Mar. Micropaleontol. Vol. 5. N 2. P. 111-152.
- Johnson D.A., Nigrini C. 1982. Radiolarian biogeography in surface sediments of the eastern Indian Ocean // Mar. Micropaleontol. Vol. 7. N 3. P. 237-281.
- Jorgensen E. 1905. The protist plankton and diatoms in bottom samples // Hydrological and biological investigations in Norwegian fjords. Norgard O. (Ed.) Bergens Mus. Skr. Ser. 1, 7. P. 49-151, 195- 225.
- Kazmin V.G., Kulakov V.V. 1968. The geological map of Syria. Scale 1:50000. Explanatory Notes (Lattaquie area). Moscow: Technoexport. 124 p.
- Kennett J.P. 1973. Middle and Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Southwestern Pacific // Burns R.E., Andrews J.E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 21. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 575-639.
- Kennett J.P. 1978. The development of planktonic biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic // Mar. Micropaleontol. Vol. 3. P. 301-345.
- Kennett J.P. 1995. A review of polar climatic evolution during the Neogene, based on the marine sediment record, paleoclimate and evolution
with emphasis on human origins // Vrba E., Denton G., Partridge T., Burckle L. (Eds.). New Haven: Yale Univ. Press. P. 49-64.

- Kennett J.P., Srinivasan M.S. 1983. Neogene planktonic Foraminifera. A phylogenetic atlas. Stroudsburg: Hutchison Ross Publ. Co. 265 p.
- Kennett J.P., Vella P. 1975. Late Cenozoic planktonic foraminifera and paleoceanography at DSDP Site 284, South Pacific // Kennett J.P., Houtz R.E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 29. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 769-799.
- Kidd R.B., Hill P.R. 1987. Sedimentation on Feni and Gardar sediment drifts // Ruddimam W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP.
 - Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office.
 P. 1217-1244.
- Kling S. 1973. Radiolaria from the eastern North Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 18 // Kulm
 L.D., van Huene R. et al. Init. Repts. DSDP.
 Vol. 18. Washington: U.S. Govt. Print. Office.
 P. 617-671
- Kluyver H. M. 1969. Report on a regional geological mapping in Paphos // Bull. Cyprus Geol. Surv. Dept. Vol. 4. P. 21-36.
- Kozlov V. V. 1966. The geological map of Syria. Scale 1:200000. Scheets I-37-XVI (Wadi El-Miyah); I-37-X (Abar Sijri). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 48 p.
- Krasheninnikov V.A. 1968. Correlation of the Miocene deposits of the Eastern Mediterranean to stratotypical sections of the Miocene stages // Giorn. di Geologia. Vol. XXXV. Fasc. III. P. 167-178.
- Krasheninnikov V.A. 1979. Stratigraphy and planktonic foraminifers of Cenozoic deposits of the Bay of Biscay and Rockall Plateau // Montadert L., Roberts D.G.. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 48. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 431-450.
- Krasheninnikov V.A. 1994. Stratigrahy of the Maastrichtian and Cenozoic deposits of the coastal part of north-western Syria (neoautochthon of the Bassit ophiolite massif) // Geological Structure of the Northestern Mediterranean (Cruise 5 of the research vessel «Akademic Nikolay Strakhov»). Krasheninnikov V.A. and Hall J.K. (Eds.). Jerusalem. P. 265-276.
- Krasheninnikov V. A., Kaleda K. G. 1994. Stratigraphy and lithology of Upper Cretaceous and Cenozoic deposits of the key Perapedhi section (neoautochthon of Southern Cyprus)//Geological structure of the Northeastern Mediterranean (Cruise 5 of the research vessel «Akademic Nikolay Strakhov»). Krasheninnikov V.A. and

Hall J.K. (Eds.). Jerusalem. P. 195-218.

- Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. 1978. Zonal stratigraphy of Neogene deposits of the eastern part of the Atlantic Ocean by means of planktonic foraminifers, Leg 41 Deep Sea Drilling Project // Lancelot Y., Seibold E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 41. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 614-657.
- Labracherie M. 1984. Neogene and Pliestocene Radiolarians from Deep Sea Drilling Project Leg 79 in the region of the Mazagan Plateau, off Central Morocco // Hinz K., Winterer E.L. et al. Init. Repts. DSDP. Vol 79. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 557-562
- Lancelot Y., Seibold E. et al. 1978. Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 41. 1259 p.
- Lancelot Y., Winterer E.L. et al. 1980. Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 50. 868 p.
- Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., et al. 1994. Proceedings of the ODP. Scientific Results, College Station: Ocean Drilling Program. Vol. 152. 554 p.
- Laughton A.S., Berggren W.A. et al. 1972. Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 12. 1243 p.
- Letolle R.C., Pierre C. 1979. Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP Sites 400, 401, 402, 403, and 406 // Montadert L., Roberts D.G. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 48. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 741-755.
- Lexique stratigraphique international. 1959. Congr. geol. intern. Com. de stratigraphie. Vol. III. Ascie. Fasc. 10 a. Iraq. Paris.
- Lexique stratigraphique international. 1963. Congr. geol. intern. Com. de stratigraphie. Vol. III, Ascie. Fasc. 10 c 1 (Liban, Syrie, Jordanie). Paris. 155 p.
- Ling H. Y. 1979. Radiolarians from the west flank of Reykjanes Ridge, Leg 49 of the Deep Sea Drilling Project // Luyendyk B.P., Cann J.R. et al. Init. Repts. DSDP. Vol.49. Washington: U.S. Govt. Print Office. P. 583-588.
- Lyendyk B.P., Cann J.R. et al. 1978. Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 49. 1020 p.
- Martini E. 1971. Standard Tetriary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. 11 planktonic conf. Roma. Vol. 2. P. 739-785.
- Martini E. 1973. Calcareous nannoplankton and silicoflagellates from the El Cuervo section // XIII Colloq. Europeo Micropal. P. 263-264.

- Martini E., Bramlette M.N. 1963. Calcareous nannoplankton from the experimental Mohol drilling // Journ. Paleontol. Vol. 37. N 4. P. 845-856.
- Martini E., Mueller C. 1975. Calcareous nannoplankton from the type Chattian (Upper Oligocene) // Proc. VI Congr. RCMN. Bratislava. P. 37-41.
- Martini E., Worsley T. 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation // Nature. Vol. 225. N 5229. P. 289-290.
- Masson D.G., Kidd R.B. 1987. Revised seismic stratigraphy of the southern Rockall trough // Ruddimam W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1117-1126.
- McIntyre A., Be A. 1967. Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean. 1. Placoliths and cyrtoliths // Deep Sea Res. Vol. 14. P. 5 61-597.
- Medvedev V. Ya. 1966a. The geological map of Syria. Scale 1:200000. Sheet I-37-XXII (Ar-Raqqa). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 56 p.
- Medvedev V. Ya. 1966b. The geological map of Syria. Scale 1:200000. Sheets I-37-XXIII, XXIV (Deir Az-Zor, Al-Buwara). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 42 p.
- Miller K.G., Fairbanks R.G., Mountain G.S. 1987a. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion // Paleoceanography. Vol. 2. P. 1-19.
- Miller K.G., Fairbanks R.G., Thomas E. 1987b. Benthic foraminiferal carbon isotopic records and the development of abyssal circulation in the eastern North Atlantic // Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 981-996.
- Miller K.G., Wright J.D., Brower A.N. 1989. Oligocene to Miocene stable isotope stratigraphy and planktonic foraminifer biostratigraphy of the Sierra Leone Rise (DSDP Site 366 and ODP Site 667) // Ruddiman W., Sarnthein et al. Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 108. College Station: Ocean Drilling Program. P. 279-294.
- Montadert L., Roberts D.G., De Charpal O., Guennoc P. 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay // Montadert L., Roberts D.G et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 48. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1025-1060.
- Montadert L., Roberts D.G. et al. 1979. Initial Reports of the DSDP. Vol. 48. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 1183 p.
- Moore T. 1978. The distribution of radiolarian assemblages in the modern and ice-age Pacific // Mar.

Micropaleontol. Vol. 3. P. 229-266.

- Morley J.J., Nigrini C. 1995. Miocene to Pleistocene biostratigraphy of the North Pacific Sites 881,884, 885, 886, and 887 // Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. et al. Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 145. College Station: Ocean Drilling Program. P. 55-91.
- Mosna S., Micheletti A. 1968. Microfaune del Serravalliano // Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Proc. IV Sess. Giorn. Geol. Vol. 35. P. 183-189.
- Mueller C. 1972. Kalkiges Nannoplankton aus Tiefseekernen des Ionischen Meer // "Meteor" Forschung Ergebnisse. Reihe C. N 10. S. 75-95.
- Mueller C. 1978. Neogene calcareous nannofossils from the Mediterranean - Leg 42 A of the DSDP // Hsu K.J., Montadert I. et al. Init. Repts. DSDP. Vol 42. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 727-752.
- Mueller C. 1979. Calcareous nannofossils from the North Atlantic // Montadert L., Roberts D.G. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 48. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 589-639.
- Mueller C. 1985. Biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation of the Goban Spur region based on a study of calcareous nannoplankton // Graciansky P.C. de, Poag C.W. et al. Init Repts. DSDP. Vol. 80. Pt.1. U.S. Govt. Print. Office. P. 573-597.
- Milleneaux L.S., Lohman G.P. 1981. Late Quaternary stagnation and recirculation of the Eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera // Journ. Foram. Res. Vol. 11. P. 20-39.
- Murrey J. W. 1987. Benthic foraminifers and Neogene bottom-water masses at Deep Sea Drilling Project Leg 94 North Atlantic Sites // Ruddiman W.F., Kidd R.B. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 965-979.
- Nigrini C. 1967. Radiolaria in pelagic sediments from the Indian and Atlantic Ocean // Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Vol. 11. P. 1-125.
- Nigrini C. 1968. Radiolaria from the eastern tropical Pacific sediments // Micropaleontol. Vol. 14. P. 51-63.
- Nigrini C. 1970. Radiolarian assemblages in the North Pacific and their application to a study of Quaternary sediments in Core V20-130 // Geological Investigations of the North Pacific. Hays J.D. (Ed.). Geol. Soc. Am. Mem. 126. P.139-183.
- Nishimura A., Yamauchi M. 1984. Radiolarians from the Nankai Trough in the Northwest Pacific

// News of Osaka micropaleontol. Spec. Pap. Vol. 6. P. 1-148.

- Okada H., Bukry D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975) // Mar. Micropaleontol. Vol. 5. N 3. P. 321-325.
- Orszag-Sperber F., Rouchy J. M. 1979. Le Miocene terminal et le Pliocene inferieur au Sud de Chypre // V Seminaire sur le messinien. IGCP, Project 117 (Evenements geologiques a la limite Miocene-Pliocene). Paris. 60 p.
- Orszag-Sperber F., Rouchy J. M., Elion P. 1989. The sedimentary expression of regional tectonic events during the Miocene-Pliocene transition in the southern Cyprus basins // Geol. Mag. Vol. 126. N 3. P. 291-299.
- Orszag-Sperber F., Rouchy J. M., Bizon G., Bizon J. J., Cravatte J., Mueller C. 1980. La sedimentation messinienne dans le bassin de Polemi (Chypre) // Geologie Mediterrannee. Vol. 7. N 1. P. 91-102.
- Oufland A.K. 1966a. The geological map of Syria. Scale 1:200000. Sheet J-37-III (Jrablus), Explanatory Notes. M.: Technoexport. 56 p.
- Oufland A.K. 1966b. The geologic map of Syria. Scale 1:200000. Sheet I-37-XXI (Ar-Rasafeh). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 83 p.
- Ovey C.D. 1937. Some Tertiary foraminifera from Cyprus // Journ. Roy. Microscop. Soc. Vol. 57. N 2. P. 106-134.
- Pantazis T. M. 1967. The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavasos area // Mem. Cyprus Geol. Surv. Dept. Vol. 8. 190 p.
- Pantazis T.M. 1978. Cyprus evaporites // Ross D.A., Neprochnov Yu.P. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 42. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1185-1194.
- Parker F.L. 1971. Distribution of planktonic foraminifera in Recent deep-sea sediments // The Micropaleontology of the Oceans. Funnel B.M. and Riedel W.R. (Eds.). London: Cambridge Univ. Press. P. 289-308.
- Payne A. S., Robertson A. H. F. 1995. Neogene suprasubduction zone extension in the Polis graben system, west Cyprus // Journ. Geol. Soc. London. Vol. 152. P. 613-628.
- Perch-Nielsen K. 1972. Remarks on late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic // Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 12. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1003-1070.
- Perconig E. 1964. La estratigrafia del Mioceno en Andalucia ocidental (Esp.). El limite Oligoceno-

Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno // Atti 2a Riun. Comm. Medit. Neog. Strat. Sabadel-Madrid, 1961. Cursullos y Conferencias Inst. "Lucas Malada." Vol. 9. P. 219-228.

- Perconig E. 1966. Sull'esistenza del Mioceno superiore in facies marina nella Spagna meridionale // Proc. 3rd Sess. Comm. Medit. Neog. Strat. Berne, 1964. Leiden: Brill. P. 288-302.
- Peterson M.N.A., Edgar N.T. et al. 1970. Initial Reports of the DSDP. Vol. 2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 490 p.
- Petrov V.I., Antonov B.S. 1966. The geological map of Syria. Scale 1:200000. Sheets I-37-XVII, XVIII (Abou Kamal, Beer El-Allouni). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 44 p.
- Petrushevskaya M.G. 1975. Cenozoic radiolarians of the Antarctic, Leg 29, DSDP // Kennet J.P., Houtz R.E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 29. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 541-675.
- Petrushevskaya M.G., Kozlova G.E. 1972. Radiolaria: Leg 14, Deep Sea Drilling Project // Hays D.E., Pimm A.C. et al. Init. Repts. DSDP. Vol 14. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 495-648.
- Phleger F.B. 1964. Pattern of living benthonic Foraminifera, Gulf of California // Symp. Marine Geol. Gulf Calif. Mem. V. 3.
- Poag C.W., Reynolds L.A., Mazzullo J.M., Keigwin L.D. 1984. Foraminiferal, lithic, and isotopic changes across four major unconformities at Deep Sea Drilling Project Site 548, Goban Spur // Graciansky P.C. de, Poag C.W. et al. Vol. 80. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 539-555.
- Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A., Razvaliayev A.V., Krasheninnikov V.A., Kozlov V.V., Soulidi-Kondratiyev S.D., Faradzhev V.A. 1966. The geologic map of Syria. Scale 1:1 000 000. Explanatory Notes. M.: Technoexport.111 p.
- Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A., Razvaliayev A.V., Krasheninnikov V.A., Kozlov V.V., Soulidi-Kondratiyev E.D., Mikhailov K.Ya., Kulakov V.V., Faradzhev V.A., Mirzayev K.M. 1967. The geology of Syria. Part I (Stratigraphy, igneous rocks and tectonics). Explanatory Notes on the geological map of Syria. Scale 1:500 000. M.: Technoexport. 230 p.
- Ponomarev B. Ya. 1966. The geologic map of Syria. Scale 1:200 000. Sheet J-37-IV (Tuwal El-Aba). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 47 p.

- Ponomarev B.Ja., Bivshev A.S. 1966. The geological map of Syria. Scale 1:200 000. Sheets J-37-V, XI (Al-Hasakeh). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 67 p.
- Premoli Silva I. 1960. Le Buliminidae del Langhiano delle Langhe // Riv. Ital. Paleont. Vol. 64. N 4. P. 551-583.
- Protasevich L.N., Kurbatov V.P. 1968. The geological map of Syria. Scale 1:50 000. Explanatory Notes (Aafrine and Qourd Darh area). M.: Technoexport. 83 p.
- Protasevich L.N., Maksimov A.A. 1966. The geological map of Syria. Scale 1:200 000. Sheets J-37-I, II (Halab, Antakya). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 74 p.
- Rabussier-Lointier D. 1980. Reconstitution paleoclimatique du Miocene inferieur d'apres les isotopes stables de l'oxygene et du carbone des Foraminiferes planctoniques // Bull. Soc. geol. France, Ser. 7. Vol. 22. N 5. P. 731-734.
- Rea D.K., Basov I.A., Janecek T.R., Palmer-Julson A. et al. 1993. Proceedings of the ODP. Initial Reports. Vol. 145. College Station: Ocean Drilling Program. 1040 p.
- Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J. et al. 1995.
 Proceedings of the ODP. Scientific Results.
 Vol. 145. College Station: Ocean Drilling Program. 711 p.
- Reynolds R.A. 1980. Radiolarians from the western North Pacific, Leg 57, Deep Sea Drilling Project // von Huene R., Nasu N. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 57. Pt.2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 735-769.
- Riech V. 1979. Diagenesis of silica, zeolites, and phylosilicates at Sites 397 and 398 // von Rad U., Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 47. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 741-759.
- Riedel W.R. 1958. Radiolaria in Antarctic sediments // Repts. B. A. N. Z. A. R. Exped. Ser. Biol. Vol. 6. P. 217 -2 55.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. 1970. Radiolaria, Leg 4, Deep Sea Drilling Project // Bader R.G., Gerard R.D. et al.. Init. Repts. DSDP. Vol. 4. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 503-575.
- Riedel W.R., Sanfilippo. A. 1971. Cenozoic Radiolaria from the western tropical Pacific, Leg 7 // Winterer E.L., Riedel W.R. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 7. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1529-1672
- Riedel W.R., Sanfilippo A. 1978. Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians // Micropaleontol. Vol. 24. P. 61-96.
- Riedel W.R., Sanfilippo A., Cita M.B. 1974. Radio-

larians from the stratotype Zanclean (Lower Pliocene, Sicily). Riv. Ital. Paleontol. Vol. 80. N 4. P.699-733.

- Roberts D.G., Schnitker D. et al. 1984. Initial Reports of the DSDP. Vol. 81. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 923 p.
- Robertson A.H.F. 1977. Tertiary uplift history of the Troodos Massif, Cyprus // Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 88. P. 1763-1772.
- Robertson A.H.F., Dixon J. E. 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean // The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. London. Vol. 17. P.1-74.
- Robertson A.H.F., Grasso M. 1995. Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeoenvironmental development of the Mediterranean region // Terra Nova. Vol. 17. P. 114-127.
- Robertson A.H.F., Hudson J. D. 1974. Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of Cyprus // Pelagic sediments: on land and under the sea. Intern. Assoc. of Sedimentologists. Spec. Publ. Vol. 1. P. 403-436.
- Robertson A. H. F., Eaton S., Follows E.J., McCallum J.E. 1991. The role of tectonics versus global sea-level changes in the Neogene evolution of the Cyprus active margin // Intern. Assoc. of Sedimentologists. Spec. Publ. Vol. 12. P. 331-369.
- Robertson A.H.F., Eaton S., Follows E.J., Payne A.S. 1995. Depositional processes and basin analysis of Messinian evaporites in Cyprus // Terra Nova. Vol.7. P. 233-253.
- Roegl F. 1996. Migration pathways between Africa and Eurasia - Oligocene-Miocene paleogeography // Europal. Vol. 10. P. 23-26.
- Roegl F. 1998. Paleogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene) // Ann. Naturhist. Mus. Vol. 99A. P. 279-310.
- Roegl F., Mueller C. 1976. Das Mittelmiozan und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland) // Ann. Naturhistor. Mus. Wien. Vol. 80. P. 221-232.
- Roegl F. Steininger F.F. 1983. Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paleogeographie und Palinspastic des zirkummediterranen Raumes // Annalen Naturhist. Mus. Wien. Vol. 85/A. S. 135-163.
- Rouchy J.M., Orszag-Sperber F., Bizon G., Bizon J.J. 1980. Mise en evidence d'une phase emersion fini messinienne dans le bassin de Pissouri (Chypre): une modalite de passage Miocene / Pliocene en Mediterranne orientale // C. R.

Acad. Sci. Paris. D 291. P. 729-732.

- Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. 1987. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 94. Pts. 1, 2. 1261 p.
- Ruddiman W.F., Backman J., Baldauf L., Hooper P., Keigwin L., Miller K., Raymo M, Thomas E. 1987. Leg 94 paleoenvironmental synthesis // Ruddimam W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1207-1215.
- Ruddiman W.F., Sarnthein M., Baldauf J. et al. 1988a. Proceedings of the ODP. Initial Reports. College Station: Ocean Drilling Program. Vol. 108. Pt. A. 556 p.
- Ruddiman W.F., Sarnthein M., Baldauf J. et al. 1988b. Proceedings of the ODP. Scientific Results. College Station: Texas A&M Univ. Vol. 108. Pt. B. 519 p.
- Ryan W.B.F., Hsu K.J. et al. 1973. Initial Reports of the DSDP. Vol. 13. Pts. 1, 2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 1447 p.
- Salvatorini G., Cita M.B. 1979. Miocene foraminiferal stratigraphy, DSDP Site 397 (Cape Bojador, North Atlantic) // von Rad U, Ryan W.B.F. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 47. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 317-373.
- Sancetta C. 1978. Neogene Pacific microfossils and paleoceanography // Mar. Micropaleontol. Vol. 3. P. 347-376.
- Sanfilippo A., Nigrini C. 1998. Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables // Mar. Micropaleontol. Vol. 33. P.109-156.
- Sanfilippo A., Riedel W.R. 1979. Radiolaria from the northeastern Atlantic Ocean, DSDP Leg 48 // Montadert L., Robert D.G. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 48. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 493-511.
- Sanfilippo A., Burckle L.H., Martini L., Riedel W.R. 1973. Radiolarians, diatoms, silicoflagellates and calcareous nannofossils in the Mediterranean Neogene // Micropaleontol. Vol. 19. N 2. P. 209-234.
- Sanfilippo A., Westberg M.J., Riedel W.R. 1981. Cenozoic radiolarians of Site 462, Deep Sea Drilling Project Leg 61, West Tropical Pacific // Larson R.L., Schlanger S.O. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 61. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 495-505.
- Sanfilippo A., Westberg-Smith, M.J., Riedel W. R. 1985. Cenozoic Radiolaria Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 631-712.

- Sarnthein M. 1978. Neogene sand layers off NW Africa: Composition and source environment // Lancelot Y., Seibold E. et al. Init. Repts. DSDP. Supplement to Volumes 38, 39, 40, and 41. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 939-959.
- Sarnthein M., Thiede J., Pflaumann U. Erlenkeuser H., Fuetterer D., Koopmann B., Lange H., and Seibold E. 1982. Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years // Geology of the Northwest African Continental Margin. Berlin: Springer Verlag. P. 545-604.
- Schrader H.-J. 1977. Diatom biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project, Leg 37 // Aumento F., Melson W.G. at al. Init. Repts DSDP. Vol. 37. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 967-975.
- Schrader H.-J., Fenner I. 1976. Norwegian diatom biostratigraphy and taxonomy // Talwani M, Udintzev G. at al. Init. Repts. DSDP. Vol. 38, Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 921-1098.
- Schott W. 1944. Geographie des Atlantischen Ozean. Hamburg. 438 s.
- Selli R. 1960. The Mayer-Eymar Messinian, 1867, proposal for a neostratotype // Intern. Geol. Congr. Rep. 21st Sess. Norden. P. 311-333.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281 // Kennett J.P., Houtz R.E., et al., Init. Repts. DSDP. Vol. 29. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 743-755.
- Shatsky V.N., Kazmin V.G., Kulakov V.V. 1966. The geological map of Syria. Scale 1:200000. Sheets I-37-XIX, I-36-XXIV (Al-Latheqiyeh, Hama). Explanatory Notes. M.: Technoexport. 107 p.
- Sibuet J.-C., Ryan W.B.F. et al. 1979. Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. Vol. 47. Pt. 2. 787 p.
- Snyder S. W., Waters V.J. 1985. Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Goban Spur region, Deep Sea Drilling Project Leg 80 // Graciansky P.C. de, Poag C.W. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 80. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 439-472..
- Snyder S.W., Mueller C, Sigal J., Townsend H, Poag C.W. 1984. Biostratigraphic, paleoenvironmental, and paleomagnetic synthesis of the Goban Spur region // Graciansky P.C. de, Poag C.W. et al., Init. Repts. DSDP. Vol. 80. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 1169-1186.

- Srinivasan M.S., Kennett J.P. 1981. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy: Equatorial to Subantarctic, South Pacific // Mar. Micropaleontol. Vol. 6. P. 499-534.
- Srivastava S.P., Arthur M.A., Clement B. et al. 1989. Proceedings of the ODP. Scientific Results. Vol. 105. College Station: Ocean Drilling Program. 917 p.
- Steininger F.F., Roegl F. 1984. Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys // The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Dixon J.E. and Robertson A.H.F. (Eds.). The Geol. Soc. Oxford: Blackwell Sci. Publ. P. 659-668.
- Stradner H., Papp A. 1961. Tertiare Discoasteriden aus Osterreich und ihren stratigraphische Bedeutung mit Hinweisen auf Mexico, Rumanien und Italien // Jb. Geol. Bundesanst. Wien. Spec. Vol. 7. S. 1-159.
- Takayama T., Sato T. 1987. Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94 // Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol.94. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 651-702.
- Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., Johnson G.L., Ruddiman W.F. et al. 1996. Proc. ODP. Sci. Results. Vol. 151. College Station: Ocean Drilling Program. 685 p.
- Thierstein H.R. 1973. Nannofosiles de las albarizas de las seccion del Lomo Pardo // XIII Colloq. Europeo de Micropal. P. 270.
- Thomas E. 1987. Late Oligocene to Recent benthic foraminifers from Deep Sea Drilling Project Sites 608 and 610, northeastern North Atlantic // Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 997-1031.
- Tibbs A. I. 1967. On some planktonic protozoa taken from the track of Drift Sration Arlis 1, 1960-1961 // Arct. Inst. N. Amer. Vol. 20. N 4. P. 247-254.
- Toumarkine M., Bolli H.M. 1973. Foraminiferes planctoniques de la coupe de el Lomo Pardo // XIII Colloq. Europeo de Micropal. P. 267-269.
- Turner W. M. 1968. A progress report on the geology of western Cyprus including the Akamas Peninsula: the general stratigraphy of western Cyprus including the Akamas Peninsula // Univ. New Mexico. Albuquerque. New Mexico. Vol. 1, p. 1-41, Vol. 2, p. 1-14.
- Van der Zwaan G.J., Gudjonsson L. 1986. Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy

and paleoceanography of the Mediterranean // Mar. Micropaleontol. Vol. 10. P. 71-90.

- Verdenius J.G. 1970. Neogene stratigraphy of the Western Guadalquivir Basin (Southern Spain). Utrecht: Schotanus and Jens. 109 p.
- Vergnaud-Grazzini C., Rabussier-Lointier D. 1980. Essai de correlation stratigraphique par la moyen des isotopes de l'oxygene et du carbone // Bull. Soc. geol. France. Vol. 22. N 5. P. 719-730.
- Vervloet C.C. 1966. Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of Southern Piemont (Northern Italy). Utrecht: Schotanus and Jens. 88 p.
- Von Rad U., Ryan W.B.F. et al. 1979. Initial Reports of the DSDP. Vol. 47. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 835 p.
- Weaver P.P.E. 1987. Late Miocene to Recent planktonic foraminifers from the North Atlantic: Deep Sea Drilling Project Leg 94 // Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 703-727.
- Wei Kuo-Yen, Kennett J.P. 1986. Taxonomic evolution of Neogene planktonic foraminifers and paleoceanographic relations // Paleoceanography. Vol. 1. N 1. P. 67-84.
- Wei W., Bergen J.A., Applegate J. 1987. Cenozoic calcareous nannofossils from the Galicia Margin // Boilot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al. 1986. Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 103. College Station: Ocean Drilling Program. P. 279-292.
- Westberg J., Sanfilippo A., Riedel W.R. 1980. Radiolarians from the Maroccan basin, Deep Sea Drilling Project Leg 50 // Lancelot Y., Winterer E. L., et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 50. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 429-438.
- Westberg-Smith M.J., Riedel W.R. 1985. Radiolarians from the western margin of the Rockall Plateau: Deep Sea Drilling Project Leg 81 // Roberts D.G., Schnitker D. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 81. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 479-501.
- Westberg -Smith M.J., Tway L.E., Riedel W.R. 1986.
 Radiolarians from the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94 Ruddiman
 W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Print. Office. P. 763-776.
- Wright J.D. Miller K.G. 1992. Miocene stable isotope stratigraphy, Site 747, Kerguelen Plateau // Wise W.S. Schlich R. et al. Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 120. College Station: Ocean Drilling Program. P. 855-866.



Таблица I. 1–3. Globoquadrina altispira (Cushman and Jarvis), обр. 366А-11-4, 61-63 см, ×70. 4, 5. Globigerinoides immaturus Le Roy, обр. 610-24-14, 94-100 см, ×120. 6, 7. Globigerinoides altiaperturus Bolli, обр. 608-34-6, 108-110 см, ×90. 8, 10. Globigerinoides primordius Blow and Banner, обр. 610-26-4, 68-70 см, ×120. 9, 11. Globigerinoides trilobus Reuss, обр. 608-30-4, 105-107 см, ×90.



Таблица II. 1, 2. Globigerinoides bisphaericus Todd, обр. 610-17-5, 97-100 см, ×85. 3, 4. Globigerinatella insueta Cushman and Stainforth, обр. 369А-9-4, 82-84 см, ×90. 5–7. Praeorbulina glomerosa glomerosa (Blow), обр. 610-17-5, 97-100 см, ×75. 8, 9. Praeorbulina glomerosa curva (Blow), обр. 610-17-5, 97-100 см, ×75.



Таблица III. 1-3. Praeorbulina transitoria (Blow), обр. 369А-6-3, 62-64 см, ×75. 4. Orbulina bilobata (d'Orbigny), обр. 608-20-3, 96-98 см, ×75. 5. Orbulina suturalis Bronnimann, обр. 369А-6-3, 62-64 см, ×75. 6-8. Globorotalia kugleri Bolli, обр. 369А-26-4, 72-74 см, ×100. 9-11. Globorotalia acostaensis Blow, обр. 366А-15-1, 61-63 см, ×90.



Таблица IV. 1-3. Globorotalia miozea Finlay, обр. 610-19-1, 98-100 см, ×75. 4-6. Globorotalia archaeomenardii Bolli, обр. 610-22-6, 103-105 см, ×75.7-9. Globorotalia praemenardii Cushman and Stainforth, обр. 610-16-6, 98-100 см, ×75.



Таблица V. 1–3. Globorotalia peripheroronda Blow and Banner, обр. 366А-16-4, 61-63 см, ×90. 4–7. Globorotalia peripheroacuta Blow and Banner, обр. 366А-16-4, 61-63 см, ×90. 8–11. Globorotalia fohsi fohsi Cusman and Ellisor, обр. 366А-15, CC, ×75.



Таблица VI. 1–3. Globorotalia fohsi lobata Bermudez, обр. 366А-15, CC, ×75. **4–6**. Globorotalia praescitula Blow, обр. 610-20-1, ×90.**7–9**. Globorotalia scitula (Brady), обр. 610-22-5, 128-130 см, ×75.



Таблица VII. 1-3. Globorotalia merotumida Banner and Blow, обр. 608-18-4, 95-97 см, ×90. 4-7. Globorotalia plesiotumida Banner and Blow, обр. 608-21-5, 48-50 см, ×80. 8-10. Globorotalia menardii Bolli, обр. 608-18-5, 138-140 см, ×60.



Таблица VIII. 1-3. Globorotalia panda Jenkins, обр. 610-16-2, 98-100 см, ×75. 4-7. Globorotalia conoidea Walters, обр. 610-14-1, 98-100 см, ×80. 8-10. Globorotalia conomiozea Kennett, обр. 608-18-5, 138-140 см, ×80.



Таблица IX. 1. Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller, обр. 71, ×2500, Кипр, сел. Писсури. 2. Coccolithus cavus Hay, Mohler, обр. 71, ×2000, Кипр, сел. Писсури. 3. Coccolithus eopelagicus (Bramlette, Riedel) Bramlette, Sullivan, обр. 348, ×4000, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 4–6. Сгисірlacolithus tenuiforatus Clocchiatti, Jerkovic: 4 – обр. 41, ×4000, Кипр, сел. Лофос; 5 – обр. 361, ×5000, сел. Лофос; 6 – обр. 50, ×2500, р.Зигос. 7, 10. Cyclicargolithus marismontium (Black) Perch-Nielsen: 7 – обр. 348, ×6000; 10 – обр. 350, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 8, 9. Cyclicargolithus abisectus (Mueller) Wise: 8 – обр. 334, ×5000; 9 – обр. 347, ×4000, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 11, 12. Cyclicargolithus floridanus (Roth, Hay) Bukry: 11 – обр. 351, ×4500, Кипр, сел. Айос-Георгиос; 12 – обр. 361, ×4000, сел. Лофос.



Таблица Х. 1, 2, 4. Dictyococcites sp.: 1 – обр. 41, ×5000, Кипр, сел. Лофос; 2 – совместно с Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller, обр.353, ×3000,сел. Айос-Георгиос; 4 – обр.50, ×8000, р.Зигос. 3. Reticulofenestra dictyoda (Deflandre) Stradner, обр.53, ×5000, Кипр, р.Зигос. 5. Reticulofenestra minuta Roth, обр.50, ×8000, Кипр, р.Зигос. 6. Reticulofenestra haqii Backman, обр. 361, ×3500, Кипр, сел. Лофос. 7, 8. Reticulofenestra minutula (Gartner) Haq: 7 – обр. 50, ×6000; 8 – обр. 50, ×10000, Кипр, р.Зигос. 9, 12. Reticulofenestra umbilica (Levin) Martini, Ritzkowski: 9 – обр. 41, ×5000, Кипр, сел. Лофос; 12 – обр. 62, ×4000, сел. Писсури. 10. Reticulofenestra daviesii (Haq) Haq, обр. 361, ×5000, Кипр, сел. Лофос. 11. Reticulofenestra hesslandii (Haq) Roth, обр. 334, ×3000, Кипр, сел. Айос-Георгиос.



Таблица XI. 1. Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner) Gartner, обр. 50, ×6000, Кипр, р.Зигос. 2, 3. Cribrocentrum reticulatum (Gartner, Smith) Perch-Nielsen: 2 – обр. 46, ×5000, Кипр, сел. Аласса; 3 – обр. 41, ×5000, сел. Лофос. 4, 5. Helicosphaera minuta Mueller: 4 – обр. 366, ×4500; 5 – совместно с Helicosphaera carteri (Wallich) Kamptner, обр.366, ×3500, Кипр, р.Зигос. 6. Мелкая Helicosphaera, обр. 83, ×6000, Кипр, сел. Аксилю. 7. Helicosphaera rhomba Bukry, обр. 62, ×3500, Кипр, сел. Писсури. 8. Helicosphaera intermedia Martini, обр. 50, ×4500, Кипр, р.Зигос. 9. Helicosphaera granulata Bukry, Percival, обр. 362, ×4000, Кипр, сел. Лофос.



Таблица XII. 1, 2. Helicosphaera ampliaperta Bramlette, Wilcoxon: 1 – обр.353, ×4500, Кипр, сел. Айос-Георгиос; 2 – обр. 362, ×3000, сел. Лофос.3. Helicosphaera carteri (Wallich) Kamptner, обр. 385, ×3500, Кипр, сел. Полемидия. 4, 5. Helicosphaera californiana Bukry, 4 – обр. 353, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгиос; 5 – обр. 45, ×7000, р.Криос. 6. Helicosphaera sellii Bukry, Bramlette, обр. 366, ×4500, Кипр, р.Зигос. 7–9. Helicosphaera burkei Black: 7 – обр.362, ×3000, Кипр, сел. Лофос; 8 – обр. 366, ×4000, р.Зигос; 9 – обр. 41, ×4500, сел. Лофос. 10. Calcidiscus macintyrei (Bukry, Bramlette) Loeblich, Таррал, обр. 64, ×5000, Кипр, сел. Писсури. 11. Coronocyclus nitescens (Kamptner) Bramlette, Wilcoxon, обр. 353, ×4000, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 12. Caneosphaera halldalii Gaarder, Heimdel, обр. 53, ×7000, Кипр, р.Зигос.



Таблица XIII. 1. Holodiscolithus macroporus (Deflandre) Roth, обр.366, ×5000, Кипр, р.Зигос. 2, 3. Holodiscolithus solidus (Deflandre) Roth: 2 – обр. 53, ×7000, Кипр, р.Зигос; 3 – обр. 71, ×7000, сел. Писсури. 4, 5. Umbilicosphaera jafari Mueller, обр. 50, ×7000, Кипр, р.Зигос. 6. Pseudoemiliania lacunosa (Gartner) Gartner, обр. 76, ×5000, Кипр, сел. Писсури. 7. Pontosphaera sp., обр. 362, ×3000, Кипр, сел. Лофос. 8. Discolithina multipora (Kamptner, Deflandre) Martini, сверху Umbilicosphaera jafari Mueller, обр. 62, ×4500, Кипр, сел. Писсури. 9. Coccolithus formosus (Kamptner) Wise, обр. 443, ×3500, Кипр, сел. Килани. 10. Диск Rhabdosphaera clavigera Murray, Blackman совместно с Reticulofenestra minutula (Gartner) Haq, обр.53, ×6000, Кипр, р.Зигос. 11. Rhabdosphaera stylifera Lohmann, обр. 362, ×4500, Кипр, сел. Лофос. 12. Scapholithus fossilis Deflandre, обр. 53, ×7000, Кипр, р.Зигос.



 Таблица XIV. 1. Discoaster druggii Bramlette, Wilcoxon, обр.347, ×2500, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 2, 3. Discoaster cf. deflandrei Bramlette, Riedel: 2 – обр. 53, ×4000; 3 – обр.53, ×5000, Кипр, р.Зигос. 4. Discoaster aulakos Gartner, обр. 344, ×3000, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 5, 6. Discoaster aster Bramlette, Riedel: 5 – обр.355, ×5000, Кипр, сел. Лофос; 6 – обр. 344, ×2500, сел. Айос-Георгиос. 7, 8. Discoaster woodringi Bramlette, Riedel: 7 – обр.347, ×2500; 8 – обр.348, ×2500, Кипр, сел. Айос-Георгиос.
 9. Переходная форма Discoaster druggii-woodringi, обр. 334, ×4500, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 10, 11. Discoaster adamanteus Bramlette, Wilcoxon: 10 – обр. 353, ×3500; 11 – обр. 349, ×2500, Кипр, сел. Айос-Георгиос. 12. Discoaster trinus Stradner, обр. 366, ×4000, Кипр, р.Зигос.



Таблица XV. 1, 2, 11. Discoaster variabilis Bramlette, Riedel: 1 – обр. 366, ×4000, Кипр, р.Зигос; 2 – обр. 361, ×3000, сел. Лофос; 11 – обр. 362, ×3000, сел. Лофос. 3. Discoaster kugleri Hay, обр. 361, ×5000, Кипр, сел. Лофос. 4, 5. Discoaster exilis Martini, Bramlette: 4 – обр. 361, ×3000, Кипр, сел. Лофос; 5 – обр. 366, ×4000, р.Зигос. 6. Discoaster challengeri Bramlette, Riedel, обр. 361, ×3000, Кипр, сел. Лофос. 7. Discoaster berggrenii Bukry, обр. 64, ×5000, Кипр, сел. Писсури. 8. Discoaster quinqueramus Gartner, обр.62, ×5000, Кипр, сел. Писсури. 9. Discoaster cf. calcaris Gartner, обр. 62, ×4000, Кипр, сел. Писсури. 10. Discoaster bollii Martini, обр. 366, ×3000, Кипр, р.Зигос. 12. Discoaster saundersii Hay, обр. 362, ×3500, Кипр, сел. Лофос.



Таблица XVI. 1. Sphenolithus distentus (Martini) Bramlette, Wilcoxon, обр. 334, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгисс. 2. Sphenolithus belemnos Bramlette, Wilcoxon, обр. 346, ×6000, Кипр, сел. Айос-Георгисс. 3. Sphenolithus cf. radians Deflandre, обр. 50, ×6000, Кипр, р.Зигос. 4, 5. Sphenolithus heteromorphus Deflandre: 4 – обр. 361, ×2500; 5 – форма, затронутая растворением, обр. 361, ×5000, Кипр, сел. Лофос. 6. Sphenolithus tribulosus Roth, обр. 366, ×3500, Кипр, р.Зигос. 7. Sphenolithus compactus Backman совместно с Reticulofenestra haqii Backman, Helicosphaera carteri (Wallich) Kamptner, Coccolithus cavus Hay, Mohler и другими, обр. 361, ×2500, Кипр, сел. Лофос. 8. Sphenolithus sp., обр. 353, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгисс. 9. Triquetrorhabdulus auricus Stradner, Allram, oбр. 346, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгисс. 10. Tribrachiatus orthostylus Shamrei, обр. 346, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгисо. 11. Triquetrorhabdulus carinatus Deflandre, обр. 361, ×4000, Кипр, сел. Лофос. 12. Triquetrorhabdulus serratus (Bramlette, Wilcoxon) Olafsson, обр. 354, ×5000, Кипр, сел. Айос-Георгисс.

содержание

Введение	5
Глава 1. Некоторые проблемы биостратиграфии и палеогеографии миоцена	7
Глава 2. Стратиграфия миоценовых отложений Северо-Восточной Атлантики	22
Планктонные фораминиферы	23
Наннопланктон	55
Радиолярии	62
Диатомеи и силикофлагеллаты	65
Основные особенности распространения известкового и кремневого	
планктона в миоцене Северо-Восточной Атлантики	70
Глава 3. Стратиграфия миоценовых отложений Восточного Средиземноморья	72
Юго-Западный Кипр	72
Северо-Западная Сирия	• 86
Глава 4. Стратиграфия миоценовых отложений Месопотамской впадины (Восточная Сирия)	111
Глава 5. Сравнительный анализ планктонной микробиоты миоцена Северо-Восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья	126
Глава 6. Некоторые аспекты океанической и климатической эволюции Северо-Восточной Атлантики и Средиземноморья в миоцене	158
Заключение	168
Summary	169
Литература	172
Фототаблицы (1–16)	185

