

ГЛОБАЛЬНОЕ БИОСФЕРНОЕ СОБЫТИЕ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА

ВВЕДЕНИЕ

В истории Земли неоднократно происходили относительно кратковременные эпизоды резких палеоэкологических кризисов, в ходе которых имели место значительные климатические колебания глобального масштаба, приводившие к существенным перестройкам в составе биоты и изменениям режима седиментации. Эти эпизоды нередко сопровождались накоплением осадков, обогащенных органическим веществом (ОВ) и распространением обстановок дефицита кислорода в придонных водах океанов. Такие явления установлены в ордовике, девоне (фран-фаменское событие), юре (раннетюрское событие), мелу (последовательность так называемых “океанских аноксических событий” – ОАЕs), в том числе в палеогене – на границе палеоцена и эоцена. Последнее событие, наиболее близкое к нам по времени, за прошедшее десятилетие изучалось особенно интенсивно, поскольку является, по-видимому, наиболее ярко выраженным в фанерозойской истории событием, связанным с быстрым поступлением в атмосферу больших масс двуокси углерода, подобно тому, как это происходит в современную техногенную эпоху.

Прежде всего палеоцен-эоценовое событие выразилось в появлении на этом рубеже существенной по величине (до 2–4‰ и более) и резко выраженной отрицательной *изотопной аномалии* как в отношении $\delta^{13}\text{C}$, так и $\delta^{18}\text{O}$, которая зафиксирована по всему земному шару – в океанах, эпиконтинентальных и окраинных морях, в континентальных отложениях (рис. 1, 2). Изотопная аномалия устанавливается в раковинах планктонных и бентосных фораминифер из осадков всех океанов, зубной эмали млекопитающих, карбонатных конкрециях из континентальных отложений и т.д. Поскольку она прослежена в глобальном масштабе, появилась уникальная возможность корреляции этого интервала в океанических и континентальных осадочных толщах. В настоящее время основание отрицательного изотопно-углеродного сдвига принимается за границу палеоцена и эоцена, практически совпадает с этим уровнем граница зон NP9/NP10 по наннопланктону и подзон P5a/P5b по планктонным фораминиферам.

Отрицательная аномалия $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствует о существенном повышении температуры в это время. В отношении величины потепления и скорости, с которой оно произошло, событие на границе палеоцена и эоцена не имело прецедента по крайней мере в фанерозойской истории Земли. Потепление привело к увеличению температуры глубинных вод океанов и высокоширотных вод на 4° и 8 °С, соответственно.

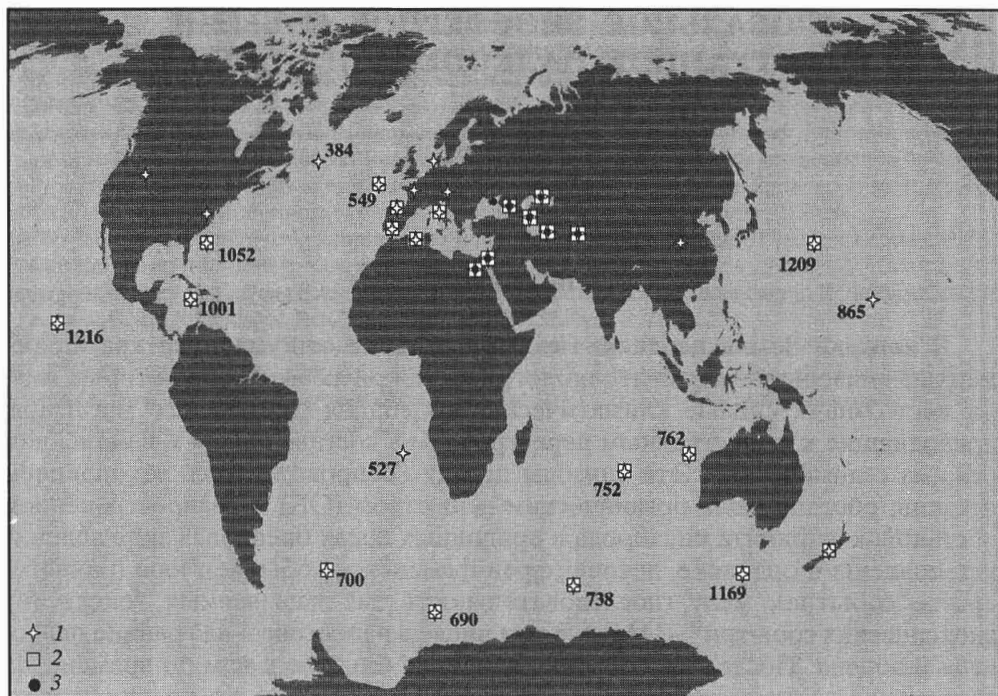


Рис. 1. Местоположение разрезов, в которых установлены проявления пограничного палеоцен-эоценового события

1 – отрицательный изотопно-углеродный пик (CIE); 2 – исчезновение бентосных фораминифер (BEE); 3 – осадки, обогащенные органическим веществом. Цифрами на карте обозначены номера скважин глубоководного бурения

Палеоцен/эоценовый глобальный эпизод, помимо повышения температуры, сопровождался изменениями океанической и атмосферной циркуляции, процессов седиментации, органической и неорганической геохимии и минерального состава осадков, значительными преобразованиями в морской и наземной экосистемах [Гаврилов и др., 1997; Fricke et al., 1998; Thomas, Shackleton, 1996; Zachos et al., 1993; и др.], что позволяет рассматривать его как глобальное биосферное событие. Это событие как бы “открывает” эоценовую эпоху, вследствие чего и получило название Initial Eocene Thermal Maximum – “Термальный максимум начала эоцена” – или сокращенно IETM. В настоящей статье мы будем пользоваться этим названием.

Изотопные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в отложениях на границе палеоцена и эоцена в различных регионах мира

За последние десятилетия накоплен огромный фактический материал по изотопному составу кислорода и углерода океанических осадков, полученный из скважин глубоководного бурения и наземных разрезов. Его анализ позволяет охарактеризовать общую климатическую и океанографиче-

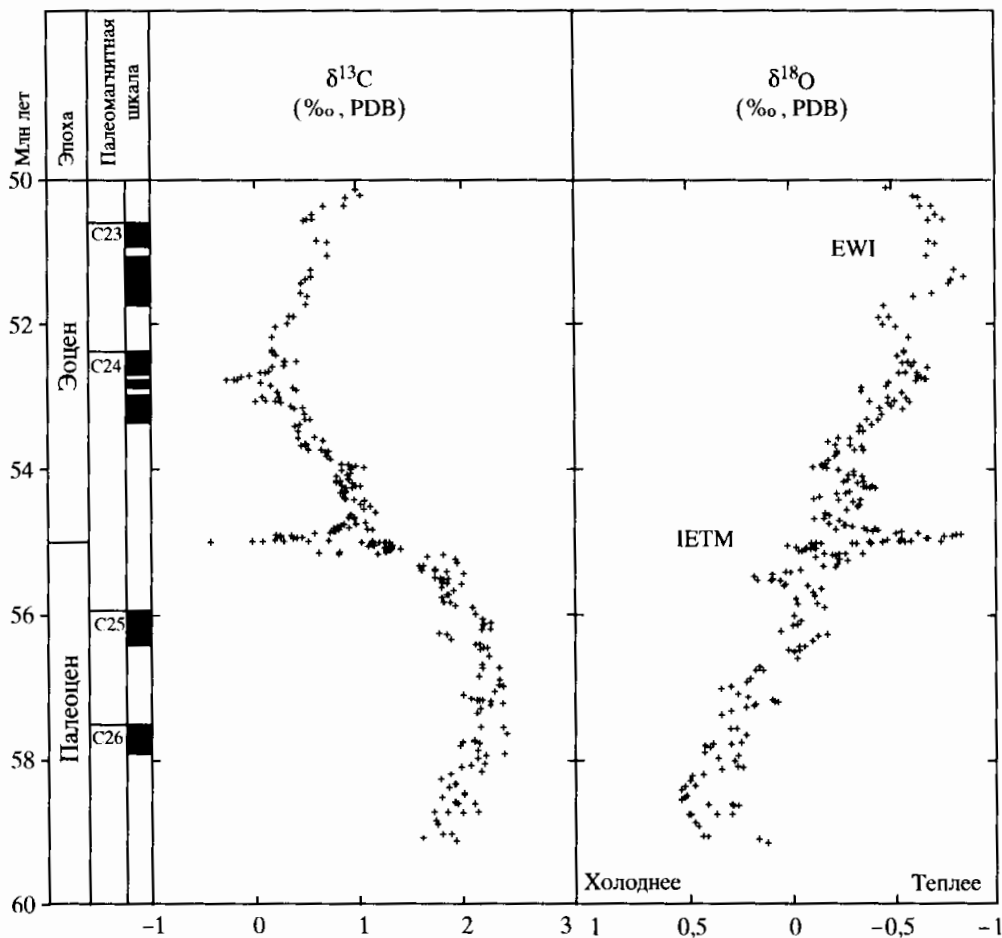


Рис. 2. Обобщенная схема распределения соотношений изотопов углерода и кислорода раковин бентосных фораминифер в неограниченном палеоцен-эоценовом интервале [Koch et al., 2003]

IETM – температурный максимум начала эоцена; EWI – эоценовый теплый интервал

скую ситуацию, на фоне которой произошло палеоцен-эоценовое биосферное событие. После биотического кризиса на границе мела и палеогена относительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и низкие $-\delta^{13}\text{C}$, свидетельствующие о довольно низких температурах и невысокой биопродуктивности, сохранялись в течение всего раннего палеоцена [Shackleton, 1986; Barrera, Huber, 1988; Katz, Miller, 1991; Corfield, Cartlidge, 1993; и др.]. Интервал с начала позднего палеоцена (зона CP5 по наннопланктону) до конца раннего эоцена характеризуется минимальными для кайнозоя значениями содержания $\delta^{18}\text{O}$. Климат этого времени был наиболее теплым в кайнозое (greenhouse world). В то же время, позднепалеоценовый этап отмечен максимальными величинами $\delta^{13}\text{C}$, которые, хотя и постепенно, но весьма значитель-

но снижаются в раннем эоцене. Рассматриваются по крайней мере две альтернативные причины такого изменения – это падение продуктивности морской биоты [Shackleton, Hall, 1984] и усиление вулканической деятельности [Owens, Rea, 1985]. Результаты изучения изотопного состава кислорода и углерода, а также работы по климатическому моделированию [Brass et al., 1982; Kennett, Stott, 1990, 1991; Corfield, Norris, 1996; и др.] показали, что в раннепалеоэоценовую эпоху донные воды, формировавшиеся в высоких широтах Южного океана, распространялись к северу, заполняя глубокие бассейны Атлантики и Прото-Индийского океана (Юго-Восточного Тетиса). Относительно низкий широтный температурный градиент поверхностных океанических вод и довольно высокие значения донных температур (7–10 °C) свидетельствуют об интенсивном переносе тепла в меридиональном направлении. В то же время, существовал довольно существенный вертикальный и меридиональный градиент солености, обуславливавший плотностную стратификацию.

Рассматриваемый нами пограничный палеоэоцен-эоценовый интервал во всех океанах отмечен резким уменьшением $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 2), особенно ярко выраженным в раковинах бентосных фораминифер всех океанов, что свидетельствует о существенном потеплении донных температур (~3–8 °C). Наиболее низкие для кайнозоя значения $\delta^{18}\text{O}$ были установлены в раннем эоцене в промежуточных и донных водах. Самый сильный палеотемпературный скачок на границе палеоэоцена и эоцена отмечен в Южной Атлантике (поднятие Мод, скв. 690 [Kennett, Stott, 1991]); наибольшее отклонение выявлено в раковинах бентосных фораминифер (~7–8 °C), несколько меньшее (5–6°) – в раковинах планктонных фораминифер, обитавших в относительно глубоких водах (*Subbotina* spp.), и наименее значительное (~4 °C) – в раковинах планктонных фораминифер – обитателей поверхностных вод (*Acarinina* spp.) (рис. 3). В то же время, изотопный состав кислорода из раковин планктонных фораминифер тропической и экваториальной областей преимущественно меняется довольно слабо [Bralower et al., 1995; Kelly et al., 1996; Lu et al., 1998]. Очевидно, что такая реорганизация температурного баланса в океане привела к еще большему уменьшению широтного и вертикального температурных градиентов. Снижение широтного градиента, по-видимому, должно было ослабить атмосферную циркуляцию, что нашло свое отражение в уменьшении эолового переноса в открытые акватории океана [Novap, Rea, 1992].

С резким потеплением на границе палеоэоцена и эоцена совпадает еще более резкий отрицательный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 4, см. рис. 2, 3,) (наложившийся на начало долговременного отрицательного тренда), отмеченный в раковинах как планктонных, так и бентосных фораминифер. Для предкризисной эпохи установлено сходство значений $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах бентосных фораминифер высоких широт Южной Атлантики и низких широт Атлантики и Пацифики (см. рис. 4), что свидетельствует о существовании единого источника формирования глубинных вод, располагавшегося в Южной полярной области. В ходе “углеродного события” проявляются различия в содержании ^{13}C , что может указывать на появление различных источников формирования донных

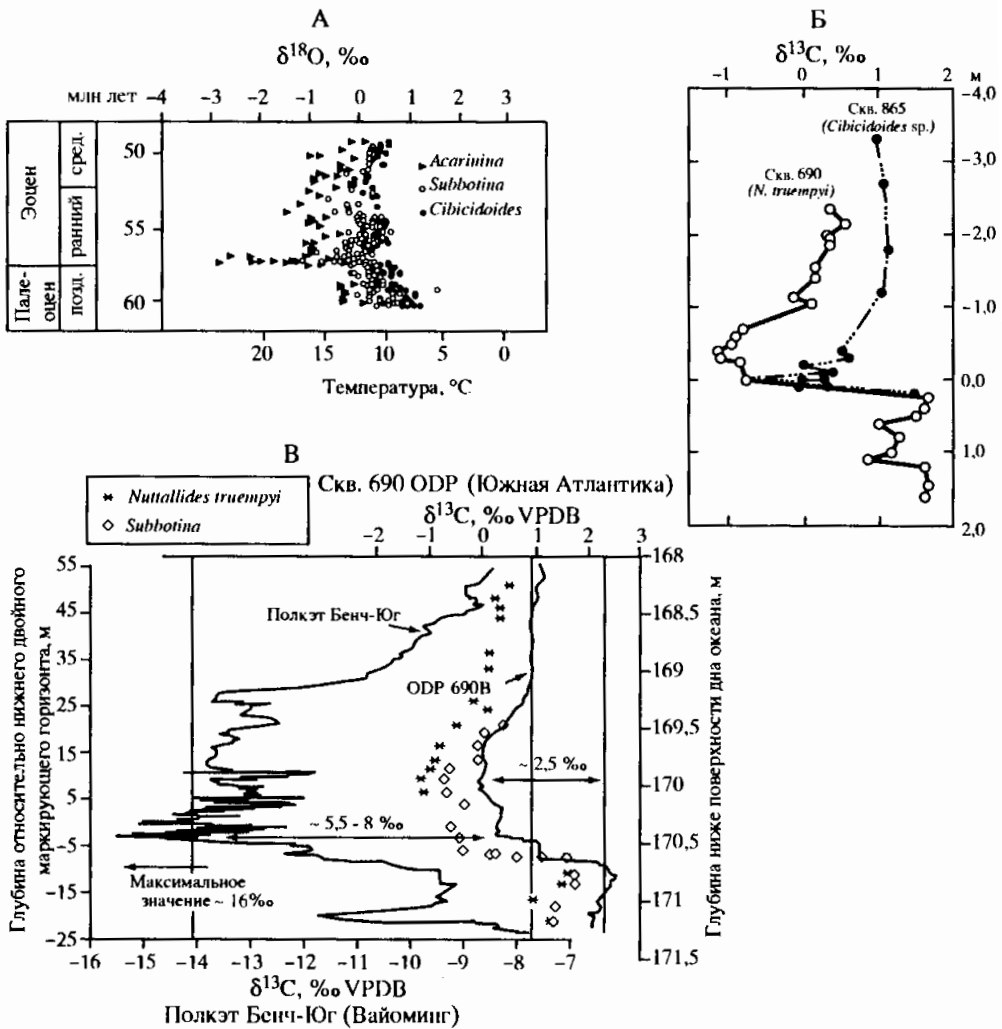


Рис. 3. Распределение соотношений изотопов кислорода и углерода в палеоцен-эоценовых осадках скв. 690 (Южная Атлантика) и сопоставление с изотопными кривыми, полученными в других регионах мира

А – распределение изотопов кислорода в раковинах планктонных (*Acarinina* и *Subbotina*) и бентосных (*Cibicidoides*) фораминифер скв. 690 [Kenyon, Stott, 1990]; Б – сопоставление изотопно-углеродных кривых раковин бентосных фораминифер в пограничном палеоцен-эоценовом интервале скв. 690 и скв. 865 (Центральная Пацифика) [Dickens, 2000]; В – сопоставление изотопно-углеродных кривых скв. 690 по осадку, бентосным (*Nuttallides truempyi*) и планктонным (*Subbotina*) фораминиферам и разрезу континентальных отложений Полкэт Бенч-Юг (Вайоминг, США) по карбонатным конкрециям из ископаемых почв [Bains et al., 2003]

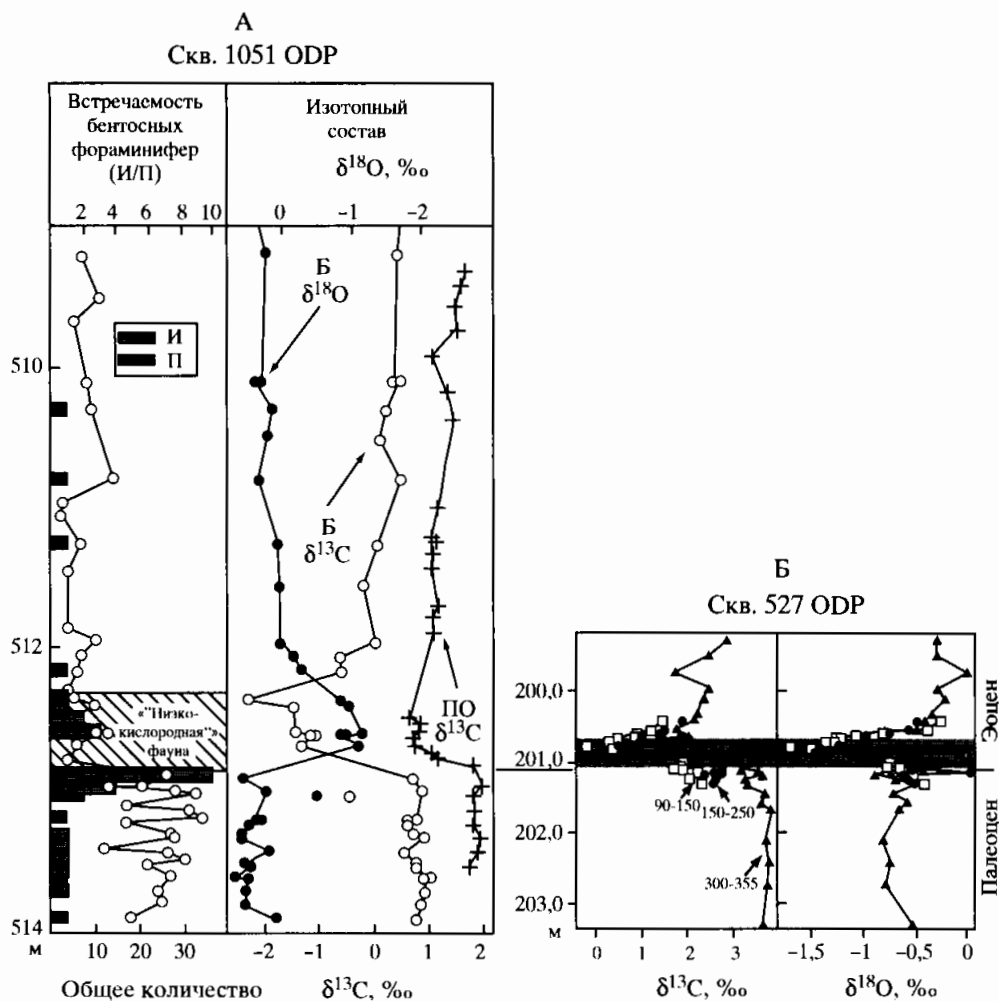


Рис. 4. Распределение изотопов кислорода и углерода в скважинах глубоководного бурения низких широт Атлантики

А – распределение бентосных фораминифер, изотопов кислорода и углерода в отложениях западной части Северной Атлантики (скв. 1051, плато Блэк Ноуз) [Katz et al., 1999]; Б – изотопный состав кислорода и углерода трех фракций (90–150, 150–250 и 300–355 мкм) планктонных фораминифер (*Acarinina soldadoensis*) Южной Атлантики (скв. 527, Ангольский бассейн) [Thomas et al., 2000]. Буквами на рисунке обозначены: И – исчезновение, П – появления новых видов, Б – бентос, ПО – полный осадок

вод. Значения $\delta^{13}\text{C}$ планктонных фораминифер демонстрируют явную широтную зависимость: магнитуа отрицательного отклонения максимальна в антарктических водах и минимальна в тропиках (рис. 5, см. рис. 3, 4). Это, очевидно, связано с пространственными изменениями в термальной структуре океана и продуктивности поверхностных вод [Kelly et al., 1998].

Изотопные анализы очень детально отобранных проб этого интервала из кернов скважин глубоководного бурения, заложенных в разных широтах,

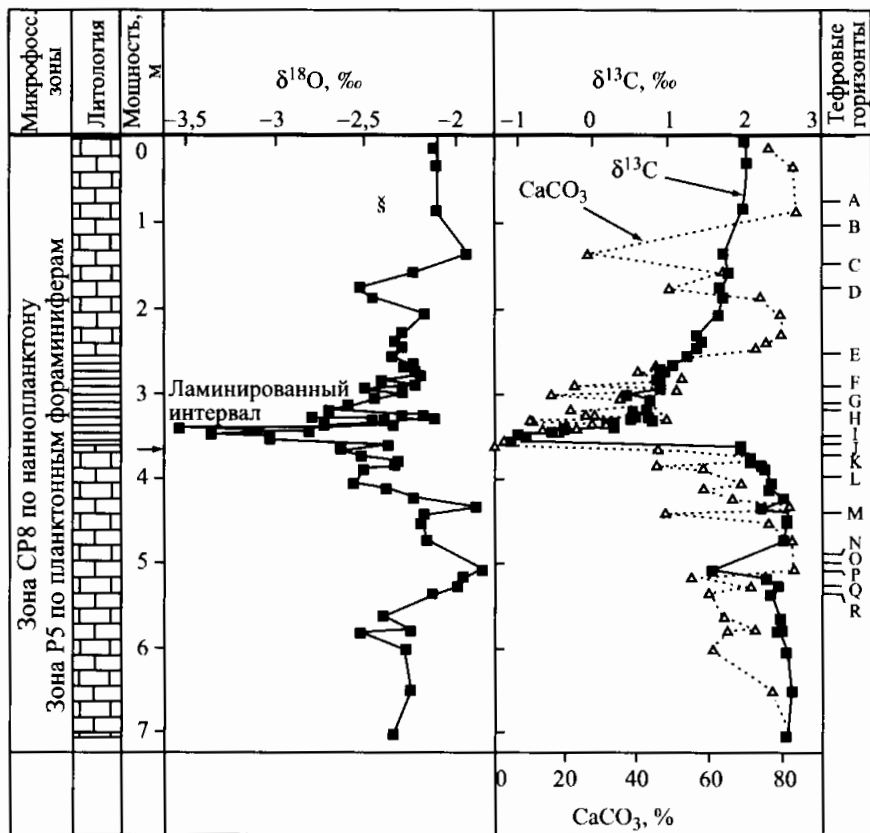


Рис. 5. Литология и изотопные кривые осадков Карибского бассейна [Bralower et al., 1997]

Событию ИЕТМ соответствует интервал тонколаминированных слабокарбонатных глин с резко обедненной планктонной биотой. Стрелка показывает уровень наибольшего обеднения бентосными фораминиферами

показали довольно сложную температурную структуру кризиса [Bains et al., 2000], предварявшегося кратковременным увеличением содержания ^{18}O (похолоданием?). Присутствие на кривых $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ участков с относительно стабильными показателями свидетельствует, по-видимому, о существовании кратковременных периодов стазиса между отдельными фазами поступления углекислого газа в атмосферу. Кроме того, это может отражать неодновременность начала потепления глубинных вод в разных широтах, на разных глубинах и в различных палеогеографических обстановках.

Данные по изменению изотопного состава кислорода и углерода позволяют предполагать, что переходный палеоцен-эоценовый интервал отвечает кратковременной смене термогалинной циркуляции, при которой глубокие океанические бассейны заполнялись более холодными водами, образовавшимися в высоких широтах, на галотермальную [Corfield, Norris, 1996; Thomas, Shackleton, 1996]. К этому времени в пределах Южного Перитетиса и в некоторых местах Северного возникли мелководные бассейны иногда с

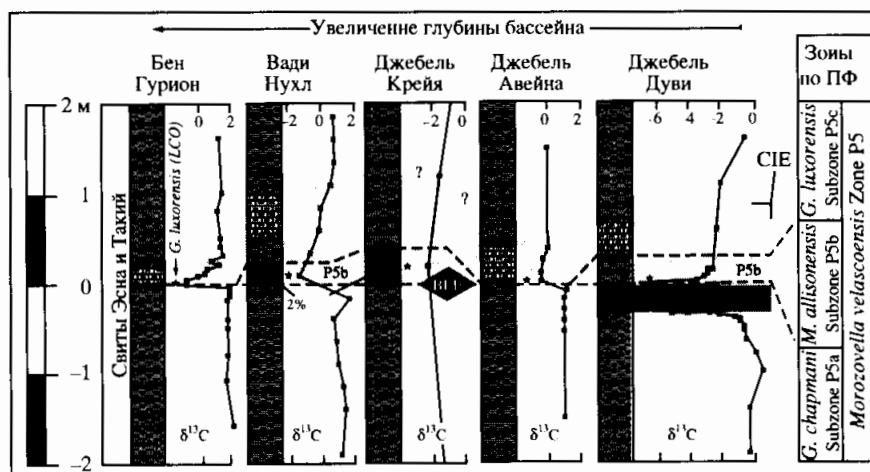
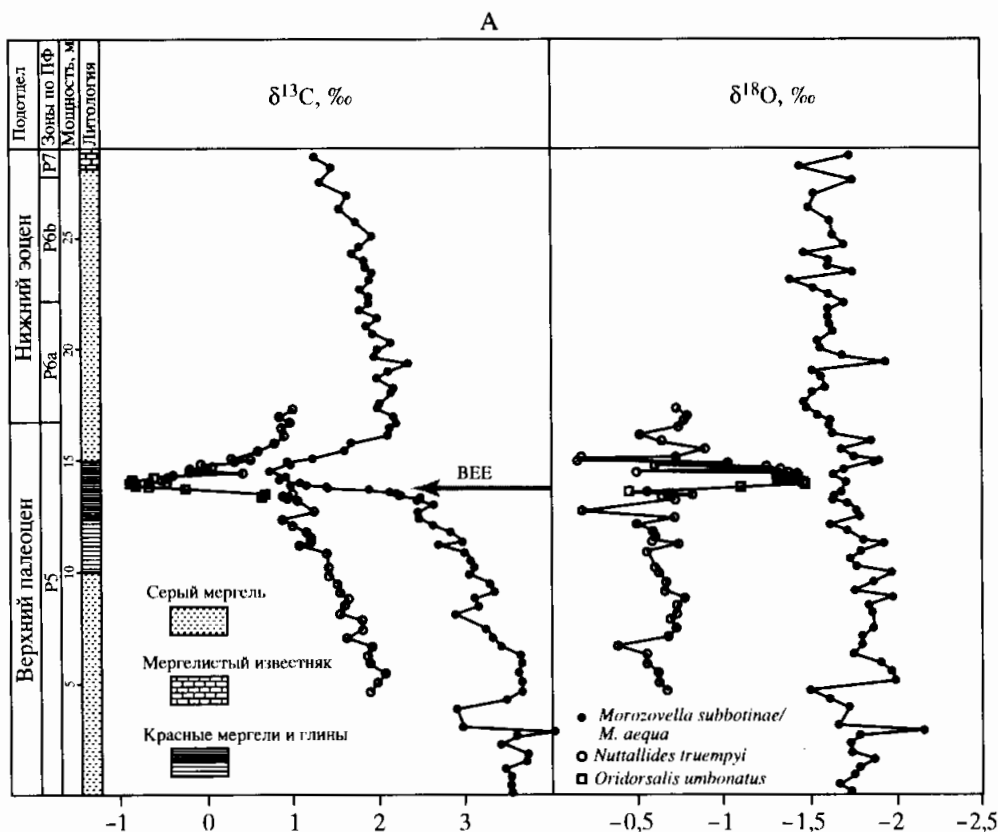


Рис. 6. Проявление события ИЕТМ в некоторых тетических разрезах

А – литология и распределение изотопов углерода и кислорода в раковинах планктонных и бентосных фораминифер разреза Алламедилья (Испания) [Lu et al., 1998]; Б – пограничный палеоцен-эоценовый

эвапоритовым режимом седиментации, в которых образовывались теплые соленые воды повышенной плотности. Поскольку в ходе климатического потепления высокоширотные воды оказались недостаточно холодными для погружения на значительные глубины, они были замещены более плотными и солеными тетическими водами с низким содержанием кислорода и высокими концентрациями питательных веществ.

Отчетливые изотопные аномалии установлены не только в осадках океанов, но и в отложениях эпиконтинентальных морей и на палеошельфах (рис. 6). Они отмечены во всех стратиграфически полных разрезах Испании, Италии, Австрии, Египта, Туниса, Юга России и сопредельных территорий, Пакистана, Новой Зеландии, США и др. (см. рис. 1). Причем в ряде случаев также устанавливаются различия между температурными трендами донных и поверхностных вод палеобассейнов. Так, на рис. 6, А хорошо видно, что если бентосные фораминиферы демонстрируют отчетливый отрицательный сдвиг значений $\delta^{18}\text{O}$, то планктонные формы его практически не показывают, т.е. температура поверхностных вод этого субтропического региона не изменилась в ходе ИЕТМ.

Детальные исследования континентальных отложений США (штат Вайоминг) также позволили выявить изотопные аномалии в пограничных палеоцен-эоценовых отложениях (см. рис. 3, В). Величина изотопной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, установленная по карбонатным конкрециям из многочисленных горизонтов палеопочв, достигает значительных величин $\sim 5,5\text{--}8\text{‰}$. Представляется вполне вероятным, что аналогичная аномалия может быть найдена в палеопочвах Казахстана, которые по многим характеристикам похожи на палеопочвы Вайоминга.

Изменения в морской биоте

Бентосные фораминиферы. Наиболее значительным следствием связанных с ИЕТМ резких экологических изменений стало катастрофическое исчезновение бентосных фораминифер, испытавших наиболее крупное за последние 75 миллионов лет вымирание [Thomas, Shackleton, 1996], в ходе которого видовое разнообразие сократилось на 30–50% в течение нескольких тысяч лет (BEE – Benthic Extinction Event). Предкризисная фауна была представлена преимущественно космополитными таксонами, в основном, появившимися еще в поздне меловую эпоху, и характеризовалась большим видовым разнообразием с преобладанием толстостенных форм (так называемая фауна Velasco-type [Van Morkhoven et al., 1986; Berggren et al., 1998]). Внезапное массовое исчезновение бентосных фораминифер произошло одновременно с резким потеплением и отрицательным сдвигом в изотопном составе углеро-

интервал в разрезах южного Тетиса (Египет и Израиль): на профиле показаны изменения литологии от мелководных разрезов в более глубокую часть бассейна (в двух разрезах – Вади Пухл и Джебель Крейя – интервалу ИЕТМ соответствует санропелитовый пласт), уровень исчезновения бентосных фораминифер (BEE) и кривые $\delta^{13}\text{C}$ (интервал изотопно-углеродного сдвига отмечен темным фоном) [Moneti et al., 2000]. ПФ – планктонные фораминиферы

да (см. рис. 4). Наиболее сильный стресс (вплоть до полного исчезновения) испытали бентосные формы самых глубоких частей океанических бассейнов [Bralower et al., 1995], однако и в относительно мелководных морях Тетической области установлено катастрофическое сокращение количества бентосных фораминифер [Speijer, Schmitz, 1998; Schmitz et al., 1997; Ступин, Музылев, 2001]. Среди немногочисленных “выживших” таксонов преимущественное распространение получили виды, выдерживающие сильный дефицит кислорода (булиминиды). Фауна “эпохи кризиса” характеризуется мелкими размерами, тонкими стенками и небольшим числом камер (фауна Midway-type) и демонстрирует значительно более сложную избирательную приуроченность к палеобиогеографическим обстановкам. Анализ видового состава комплексов бентосных фораминифер свидетельствует о высоком содержании питательных веществ в донных водах [Steineck, Thomas, 1996; Thomas, 2003]. Так, обилие в некоторых районах обычно немногочисленных *Tappania selmenensis* и *Aragonia aragonensis* может, видимо, свидетельствовать о дефиците кислорода в придонных водах или на границе вода–осадок. Интересно отметить, что среди исчезнувших таксонов преобладают эпибентосные формы и практически только инбентосные таксоны переживают кризис IETM [Thomas, 1990; 2003; Speijer, 1994].

Остракоды. Чрезвычайно сходные тенденции установлены и в комплексах глубоководных остракод из высоких широт Южной Атлантики (скв. 690 [Steineck, Thomas, 1996]). В осадках, залегающих ниже изотопно-углеродной аномалии, распространены преимущественно крупные, толстостенные раковины, сходные с таксонами, обычно обитающими в тропических теплых мелководных шельфовых бассейнах, в которых воды насыщены кислородом и обеднены CO₂. В интервале, совпадающем с изотопным сдвигом, массивные формы вымирают, и преимущественное развитие получают остракоды с более мелкими раковинами, имеющими очень тонкие и слабо обызвествленные стенки. В комплексе преобладают высоко толерантные виды, выдерживающие значительный дефицит кислорода. В шельфовой области Южного Перитетиса (Египет) непосредственно перед изотопно-углеродным сдвигом начинается заметная перестройка в составе комплекса остракод [Speijer, Morsi, 2002], выразившаяся в появлении таксонов, мигрирующих из Западной Африки и вытесняющих прежде существовавшие виды. Такая реструктуризация остракодовой ассоциации связывается со значительной трансгрессией и увеличением эвтрофности бассейна.

Таким образом, в ходе события IETM глубоководная бентосная фауна претерпела массовое вымирание. Типичные для докризисного периода обильные и разнообразные ассоциации, представленные долгоживущими таксонами, после резкого вымирания сменились чрезвычайно бедными комплексами, состоящими из наиболее толерантных видов, выдерживающих значительные температурные изменения и дефицит кислорода.

Планктонные фораминиферы. Значительно менее драматичные, хотя и весьма заметные изменения претерпела на границе палеоцена и эоцена планктонная биота. В отличие от бентосных фораминифер, испытавших существенное вымирание, планктонные формы демонстрируют довольно интен-

сивное видообразование с появлением короткоживущих теплолюбивых видов [Lu, Keller, 1995]. Два рода планктонных фораминифер, обитающих в поверхностном слое воды (*Morozovella* и *Acarinina*) и доминирующих в комплексах фораминифер позднего палеоцена, показывают чрезвычайно высокую скорость диверсификации [Kelly et al., 1996; Pardo et al., 1999; Kelly et al., 2001]: эволюция морозовелид *M. velascoensis* → *M. edgari* → *M. allisonensis* произошла в течение примерно 10 тыс. лет [Kelly et al., 1996]. Появление *M. edgari* несколько предшествует изотопно-углеродному сдвигу и ВЕЕ, а *M. allisonensis* практически совпадает с этими событиями. Все три представителя данной эволюционной линии исчезают вскоре после прекращения ИЕТМ, причем продолжительность существования исчезнувшей первой *M. allisonensis* оценивается примерно в 50 тыс. лет [Kelly et al., 1996]. С изотопно-углеродным сдвигом совпадает также распространение новых акаринин (*A. sybaiensis* и *A. africana*). Диверсификацию на границе палеоцена и эоцена испытали преимущественно фораминиферы, обитавшие в поверхностном слое воды, а роды, жившие в более глубоких зонах (*Subbotina* spp.), оказались довольно консервативными.

Все “кризисные” виды характеризуются мелкими размерами, боковой уплощенностью камер и меньшим числом камер на последнем обороте, чем у предковых форм. Они довольно быстро распространились по низкоширотной области от открытых частей океана до эпиконтинентальных бассейнов Тетической области и получили весомое преобладание в фораминиферовых ассоциациях. Занимая общую экологическую нишу, оба рода оказались конкурентами в ходе изменений палеосреды на границе палеоцена и эоцена. Если до и после ИЕТМ акаринины составляли обычно около 10%, а морозовеллы – 66%, то в ходе события содержание первых резко увеличилось, а последних – сократилось. Максимальное содержание акаринин совпадает с минимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$ [Kelly et al., 1998; Schmitz et al., 1997].

Помимо перечисленных “кризисных” видов, широко распространенных в тропической области, в эпиконтинентальных бассейнах Перитетиса одновременно с *M. allisonensis* появляется *Globanomalina luxorensis* [Speijer, Samir, 1997]. Оба вида доминируют в комплексах Южной области (Египет), но весьма малочисленны в разрезах Северо-Восточного Перитетиса (Копетдаг, Приаралье) [Speijer et al., 2000].

Появление короткоживущих регионально распространенных видов, очевидно, свидетельствует о дифференциации обстановок обитания с возникновением недолговременных экологических ниш. Поскольку палеотемпературные изменения в тропической области в ходе ИЕТМ были незначительными, следует искать иные факторы, стимулировавшие быструю эволюцию планктонных фораминифер. По-видимому, ведущую роль в процессе видообразования играло перераспределение питательных веществ в результате изменения океанической циркуляции: в открытых акваториях океанов складываются олиготрофные обстановки [Bralower et al., 1995; Kelly et al., 1996], а на океанических окраинах и в эпиконтинентальных бассейнах резко возрастает эвтрофность [Crouch et al., 2001; Gavrilov et al., 2003; Schmitz et al., 1997].

Известковый наннопланктон. Как и планктонные фораминиферы, известковый наннопланктон претерпел заметные изменения в ходе ИЕТМ, которые также выразились в появлении короткоживущих форм, распространенных в Тетической области и Северной Атлантике. К ним относится прежде всего своеобразная группа ромбоастеров, чье появление совпадает с изотопно-углеродным сдвигом и накоплением в Южном и Северо-Восточном Перитетисе осадков, обогащенных органическим веществом [Gavrilov et al., 2003; Monechi et al., 2000]. Этот род неясного систематического положения, не имеющий каких-либо предковых форм, быстро эволюционировал в течение ИЕТМ с образованием нескольких нечетко разграниченных видов (*Rhomboaster bramlettei*, *R. cuspis*, *R. bitrifidus*, *R. spineus*) и после прекращения кризисных явлений постепенно видоизменился, дав начало эволюционной линии рода *Tribrachiatus*. Кроме того, в этом же интервале появляется несколько короткоживущих видов дискоастеров, в том числе совершенно необычный асимметричный *Discoaster anartios*, исчезнувших непосредственно после ИЕТМ. В целом наннопланктонные ассоциации кризисного интервала окраинных и эпиконтинентальных бассейнов значительно обеднены. То обстоятельство, что здесь резко сокращается содержание как тепловодных (*Discoaster*), так и холодноводных (*Chiasmolithus*) форм, свидетельствует о том, что основным фактором, регулирующим распространение наннопланктона, была не температура, а концентрация питательных веществ. Оба эти рода являются преимущественно олиготрофными, и их исчезновение в интервале ИЕТМ, очевидно, является отражением значительного увеличения поступления питательных веществ в окраинные бассейны. Это подтверждается также относительным увеличением содержания разнообразных представителей рода *Toweius*, считающихся эвтрофными. Малочисленность и небольшое разнообразие наннопланктонных ассоциаций, а также возникновение короткоживущих специфических и “уродливых” форм, очевидно, характеризует крайне неблагоприятные обстановки в эпиконтинентальных бассейнах, возникшие на границе палеоцена и эоцена. Кроме того, в более глубоководных разрезах внешнего шельфа (Западное Средиземноморье) на уровне основания изотопно-углеродного сдвига отмечается частичное или полное растворение карбоната кальция, вероятно, явившееся результатом увеличения содержания в водах углекислого газа и существенно искажившее (или уничтожившее) комплексы наннопланктона [Monechi et al., 2000; Orue-Etxebarria et al., 1996; Schmitz et al., 1997].

В то же время, состав комплексов наннопланктона в интервале ИЕТМ центральных частей океанов свидетельствует о возникновении относительной олиготрофности поверхностных вод [Bralower, 2002; Kelly et al., 1996]. Таким образом, данные по распределению различных таксонов наннопланктона согласуются с результатами, полученными из анализа комплексов планктонных фораминифер, свидетельствующих о возросших концентрациях питательных веществ в окраинных бассейнах и обеднении ими центральных акваторий океанов в ходе ИЕТМ.

Динофлагелляты. Динофлагелляты представляют собой одноклеточный фитопланктон, на определенной стадии жизненного цикла формирую-

ший органикостенную оболочку (цисту), сохраняющуюся в ископаемом состоянии. Геологическая летопись пограничного палеоцен-эоценового интервала продемонстрировала, что событие ИЕТМ оказало заметное воздействие на состав комплексов диноцист, что выразилось прежде всего в массовом развитии рода *Apectodinium*. Первые представители этого рода появились в середине палеоцена в низких широтах и по мере потепления климата распространялись в северном и южном направлениях [Vujak, Brinkhuis, 1998]. В этот период комплексы диноцист довольно разнообразны, а обилие *Apectodinium* spp. относительно невелико. Их внезапный расцвет отмечен в окраинных и эпиконтинентальных бассейнах многих районов мира (Новая Зеландия, Австрия, Дания, Англия, Северо-Восточный Перитетис), где он совпадает с уровнем исчезновения бентосных фораминифер и изотопно-углеродным сдвигом [Ахметьев, Запорожец, 1996; Crouch et al., 2001; Gavrilov et al., 2003; Heilmann-Clausen, Schmitz, 2000]. Содержание *Apectodinium* возрастает до 60% и более, а интервал максимального распространения совпадает с изотопно-углеродным минимумом и интервалом распространения осадков, обогащенных органическим веществом. Поскольку представители рода являются теплолюбивыми формами с гетеротрофным типом питания на подвижных стадиях развития клетки [Vujak, Brinkhuis, 1998], логично предположить, что вспышка распространения *Apectodinium* обусловлена резким потеплением климата и усилением привноса биофильных элементов с континентов в окраинные и эпиконтинентальные бассейны [Crouch et al., 2001; Gavrilov et al., 2003]. Для пограничного сапропелитового горизонта северо-восточного Перитетиса характерно появление очень крупных, необычных по облику форм *Apectodinium* с сильно утолщенной стенкой, что, по-видимому, свидетельствует о перенасыщении вод питательными веществами с одновременным развитием аноксидных обстановок.

Кремневый микропланктон. Реакция радиолярий и диатомей на событие ИЕТМ еще недостаточно хорошо изучена ввиду того, что практически неизвестны разрезы, где этот интервал был бы достоверно охарактеризован этими микрофоссилиями удовлетворительной сохранности, хотя интенсивное биогенное кремненакопление отмечено непосредственно выше этого события во многих окраинных бассейнах [Gavrilov et al., 2000; Heilmann-Clausen, Schmitz, 2000; Hollis et al., 2000; Oreshkina, Oberhänsli, 2003; Radionova et al., 2003]. Анализ стратиграфического распределения радиолярий из отложений верхнего палеоцена – нижнего эоцена многочисленных скважин глубоководного бурения [Sanfilippo, Nigrini, 1998], Новой Зеландии [Hollis et al., 2000] и наземных разрезов России [Козлова, 1999] показал, что в интервале наннопланктонной зоны NP10 появляется несколько новых видов радиолярий, быстро распространившихся от тропиков до бореальной области.

В этом же интервале в Северо-Восточном Перитетисе установлена довольно резкая перестройка в составе комплексов диатомей [Oreshkina, Oberhänsli, 2003], в ходе которой возникает несколько новых и, по-видимому, эндемичных, видов диатомей. Хотя пока не представляется возможным уверенно утверждать, что подобное ускорение диверсификации кремневого планктона является прямым следствием ИЕТМ, связь этих событий представ-

ляется весьма вероятной. Во всяком случае, широкое развитие кремнистых осадков в окраинных бассейнах, очевидно, является результатом эвстатической трансгрессии и увеличения поступления питательных веществ, обусловивших цветение кремневого планктона.

Изменения в континентальной биоте

Наземная растительность. В течение позднего палеоцена и раннего эоцена Евразия и Северная Америка формировали единую Голарктическую палеобиогеографическую область, внутри которой суша периодически соединялась высокоширотными Берингийским и Гренландско-Скандинавским или Гренландско-Шотландским мостами [McKenna, 1983]. Во время позднепалеоценового–раннеэоценового долгопериодного температурного оптимума растительность влажных тропиков продвинулась в высокие широты бореальной и нотальной областей: пальмовые мангрового типа *Nipa* и цикадовые распространились до Германии, Южной Англии, внутренних областей Северной Америки и Канады, а также Южной Австралии и Новой Зеландии. Палеоботанические данные однозначно указывают на довольно высокие среднегодовые температуры этой эпохи, низкий широтный температурный градиент и незначительные сезонные колебания [Ахметьев, 2004; Greenwood, Wing, 1995]. В ходе резкого потепления на границе палеоцена и эоцена среднегодовые температуры высоких широт континентов повысились еще примерно на 3–4° [Fricke et al., 1998], что должно было привести к резкому изменению наземной растительности. Однако палеофлористические данные, полученные из многих регионов мира, показывают, что раннеэоценовая флора чрезвычайно сходна с позднепалеоценовой [Crouch, Vissher, 2003; Wing, Harrington, 2001] и смена типично палеоценовой на типично эоценовую флору происходила постепенно или по крайней мере в несколько этапов [Wing, 1997]. Если в высоких широтах Южного полушария не отмечено значительных изменений наземной флоры во время события IETM [Crouch, Vissher, 2003; Greenwood et al., 2003], то в Северной Америке в этом интервале произошла перестройка в составе растительных сообществ [Wing et al., 1995; Wing, 1997]. Палеоценовая флора северных континентов характеризуется относительно низким видовым разнообразием и однородностью флористических комплексов Северной Америки, Европы и Азии. Потепление в средних и высоких широтах в ходе IETM привело к исчезновению холодоустойчивых видов на южных флангах их распространения и дальнейшему продвижению в высокие широты тропических и субтропических таксонов. Очевидно, что иммиграция (как растений, так и животных) контролировалась конфигурацией континентов и проливов между ними. В раннем эоцене океан Тетис представлял собой естественный барьер между северными и южными континентами, отделяя Европу от Африки и Северную Америку от Южной; в то же время, существование Тургайского пролива препятствовало продвижению иммигрантов из Азии в Европу. Видимо, по этой причине не произошло столь резкой перестройки в растительных сообществах, которую

можно было бы ожидать, исходя из климатических изменений на границе палеоцена и эоцена. Частично внедрение субтропических форм в Северную Америку, видимо, осуществлялось путем переноса пыльцы морскими течениями, поскольку максимальное количество видов-иммигрантов приурочено к прибрежным частям континента и прогрессивно убывает по направлению к его внутренним областям [Harrington, 2003]. В то же время, для вечнозеленой субтропической флоры, требующей продолжительного светового дня в течение круглого года, очевидно, оказалась значительно затрудненной сухопутная миграция через высокоширотные мосты, что и вызвало “запаздывание” в реакции мегафлоры на климатические изменения. На западе североамериканского континента установлен интервал “обеднения” между исчезновением относительно холодолюбивых таксонов и внедрением субтропических компонентов в раннем эоцене, хотя к середине раннего эоцена (периоду максимального кайнозойского потепления) видовое разнообразие флоры уже заметно превышало уровень, предшествующий IETM [Wing, 1997].

Если событие IETM не вызвало резких перестроек в таксономическом составе растительных сообществ, то весьма существенным оказалось его влияние на увеличение растительной биомассы, обусловленное массивным поступлением двуокси углерода в атмосферу. В свою очередь, изъятие огромных масс CO_2 могло впоследствии привести к понижению температур примерно на $2,5^\circ$, стабилизировав температурный режим после события IETM [Beerling, 2000].

Наземная фауна. Влияние пограничных палеоцен-эоценовых климатических флуктуаций на териофауну оказалось поистине огромным. Именно в этом интервале отмечена радиация копытных, грызунов, рукокрылых, насекомых, креодонтов; к этому уровню приурочено и появление первых приматов (s.s.). Характерной особенностью радиации позвоночных в этот период является увеличение разнообразия и численности травоядных, начавшееся в ходе IETM и имеющее достаточно долгопериодный тренд, что, очевидно, связано со значительным ростом растительного покрова. Первые появления новых форм отмечены в Азии несколько раньше, чем на других континентах [Beard, 2002], причем расселение иммигрантов происходило, вероятнее всего, в западном направлении через Европу в Северную Америку. По всей видимости, расширение на север субтропической зоны способствовало продвижению фауны в высокие широты. Миграция на запад осуществлялась через сухопутные мосты, возникшие в ходе регрессии, непосредственно предшествующей изотопно-углеродному сдвигу, и на короткое время перекрывшие в высоких широтах естественные водные преграды, такие как Тургайский пролив, или, что более вероятно, Обский залив, а также Северную Атлантику [Hooker, 2003]. Характерно, что в ходе перестройки фаунистических сообществ не происходит заметного сокращения числа родов млекопитающих, но на видовом уровне отмечается значительное преобладание нескольких видов [Wing et al., 1995], что, возможно, указывает на стрессовую обстановку. Кроме того, в северо-западной части США (бассейн Полкэт Бенч, Вайоминг) в интервале, соответствующем отрицательному изотопно-углеродному сдвигу (см. рис. 3), эндемичные таксоны млекопитающих характе-

ризируются выраженной “карликовостью” [Gingerich, 2003], которая рассматривается не столько как отражение температурного эффекта (правило Бергмана), сколько как результат возросших концентраций CO_2 в атмосфере. Нормальные размеры млекопитающих восстанавливаются одновременно с возвратом значений $\delta^{13}\text{C}$ к прежним величинам.

Таким образом, реакция на температурные изменения в фаунистических сообществах оказывается значительно более выраженной, чем в комплексах мегафлоры, для которой, по-видимому, важен не столько знак изменения температуры, сколько скорость этого процесса.

Как можно видеть, наиболее значительные биотические изменения в ходе ИЕТМ затронули океаническую биоту, испытавшую не только “тепловой удар” и дефицит кислорода, но и значительные пертурбации в поставке питательных веществ. Увеличение потока биофилов в окраинные части океанов, особенно в обширные эпиконтинентальные акватории, вызвало здесь катастрофическую перестройку в составе планктонной биоты – основного пороодообразующего компонента морской седиментации – и тем самым определило кратковременное изменение режима осадконакопления. Наиболее ярким проявлением события ИЕТМ в биоте эпиконтинентальных бассейнов стало резкое падение продуктивности карбонатного планктона и вспышка развития бактерио- и фитопланктона, обусловившая поступление огромных масс органического вещества на дно бассейна.

Проявления события ИЕТМ в эпиконтинентальных бассейнах

Помимо отрицательных аномалий $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и изменений биоты, с ИЕТМ связаны также некоторые другие явления. Так, в эпиконтинентальных морях Тетиса в это время накапливались значительные массы *органического вещества*, что наиболее ярко проявилось в морях Северо-Восточного Перитетиса, где содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах достигает 10–20% и более; несколько менее интенсивно шло накопление ОВ в водоемах Южного Перитетиса (в ряде разрезов Египта и Израиля содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ до 2% и более), но сама тенденция проявилась вполне отчетливо. Геологи, изучавшие разрезы Северо-Восточной Африки, связывали накопление повышенных количеств ОВ в осадках с действием апвеллинга [Speijer, Schmitz, 1998; и др.].

С отложениями, соответствующими ИЕТМ, бывают связаны также изменения *ассоциаций глинистых минералов*. Для ряда разрезов ИЕТМ, приуроченных к палеошельфам, эпиконтинентальным морям, некоторым поднятиям в океане, характерно обогащение отложений каолинитом (северо-восток США – от Нью-Джерси до юга Вирджинии, Пакистан [Cramer et al., 1999; Gibson et al., 2000], Северное море, Атлантическое побережье Испании [Knox, Robert, 1998], поднятие Мод в Южном океане, море Уэдделла [Robert, Kennett, 1994], мыс Актумсук, западный берег Аральского моря [Gavrilov, Sadchikova, 2001]). Такое обогащение, как считает большинство изучавших их геологов, могло быть связано с резкой гумидизацией климата и интенсификацией

фикацией процессов выветривания во время этого события. В то же время, в других разрезах (например, юго-восток Испании [Lu et al., 1998], юг Туниса [Bolle et al., 1999] и др.) в отложениях, соответствующих IETM, появляется палыгорскит, что объясняется исследователями как следствие существенной аридизации климата.

Как видим, в разных регионах отложениям, накопившимся во время IETM, присущи свои литологические, геохимические, минералогические, биотические особенности (обогащенность отложений каолинитом или, напротив, палыгорскитом, очень высокие или исчезающе низкие содержания ОВ, появление организмов, обитавших в олиготрофных или эвтрофных водоемах, но при этом повсеместное наличие отрицательных изотопных углеродной и кислородной аномалий и т.д.). Зачастую для объяснения возникновения тех или иных особенностей привлекают разнообразные по своим проявлениям механизмы (на наш взгляд, иногда трудно совместимые друг с другом).

Представляется, что возникновение большей части присущих отложениям IETM черт можно объяснить, применив предлагаемую нами модель развития биосферного события.

Несмотря на то, что событие IETM запечатлено в отложениях, накопившихся в разных обстановках – океанах, морях, на суше, именно разрезы эпиконтинентальных морей наиболее информативны для реконструкции динамики его развития. Поэтому рассмотрим возможную модель формирования отложений, образовавшихся во время IETM в эпиконтинентальных морях Северо-Восточного Перитетиса [Гаврилов и др., 1997; Gavrilov et al., 2003], а затем обсудим, как установленный сценарий этого события позволяет объяснить специфические черты синхронных отложений из других районов мира.

Отложения, накопившиеся во время IETM в морях Северо-Восточного Перитетиса, почти повсеместно обогащены органическим веществом. Пласт этих отложений, протягивающийся в широтном направлении не менее, чем на 2500 км – от Таджикистана до Крыма, будем называть сапропелитовым горизонтом (СГ) (рис. 7, см. цв. вкл.; рис. 8, 9).

Везде, где наблюдается СГ, он отчетливо выделяется на фоне вмещающих отложений более темной окраской и зачастую характерной листоватостью пород при их выветривании. Нижняя граница пласта всегда резкая, верхняя – обычно более постепенная, хотя фиксируется вполне определенно. Во многих разрезах на некотором расстоянии под пластом отмечается уровень размыва, в других случаях пласт непосредственно сам трансгрессивно с размывом налегает на подстилающие отложения. В направлении зон развития прибрежных осадков происходит уменьшение содержания ОВ в породах; в некоторых местах пласт замещается горизонтами с обильными рыбными остатками; отмечены также его замещение или пространственная ассоциация с фосфоритоносными отложениями.

Модель образования углеродистых отложений в Северо-Восточном Перитетисе во время IETM. При реконструкции условий накопления сапропелевых осадков Северо-Восточного Перитетиса в первую очередь встанет вопрос о причинах, приведших к вспышке биопродуктивности бактерио-

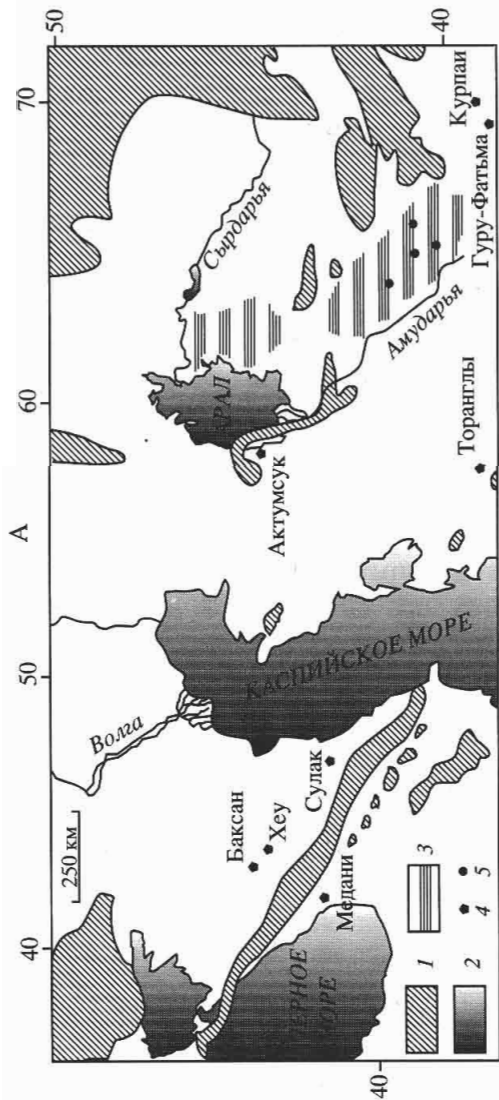
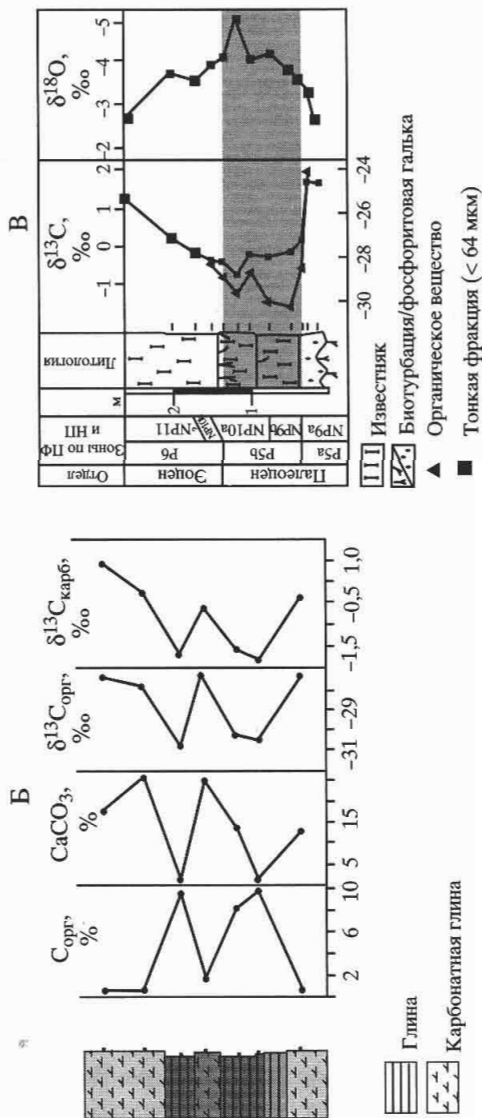
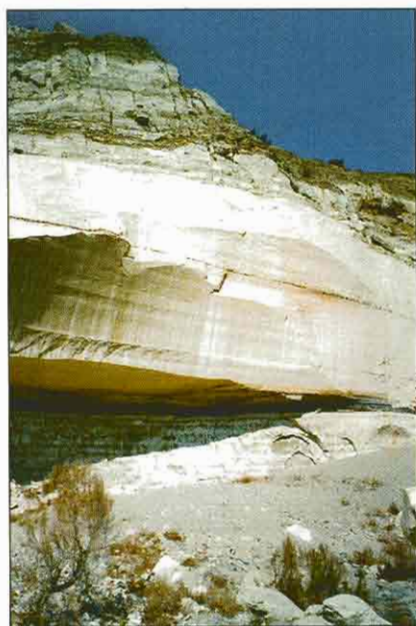


Рис. 8. Проявление события ЕТМ в Северо-Восточном Перитетисе

А – карта расположения разрезов, содержащих пограничный палеоэоценовый сапропелитовый прослой (1 – палеосуша; 2 – современные моря; 3 – область распространения палеоэоценовых горючих сланцев; 4 – изученные разрезы; 5 – изученные скважины, вскрывшие палеоэоценовый интервал); Б – содержание органического вещества, карбонатность и распределение изотопов углерода в органическом веществе и карбонатной фракции сапропелитового прослоя разреза по р. Хеу (Центральное Предкавказье); В – литология и распределение изотопов углерода и кислорода органического вещества и тонкой карбонатной фракции разреза Актумсук (Западное Приаралье) [Boile et al., 2000], ПФ – планктонные фораминиферы, НП – наннопланктон; Г – распределение химических элементов в разрезах Северо-Восточного Перитетиса (C_{org} , $CaCO_3$, Fe, Mn, Ti, P – в %, остальные – в $10^{-4}\%$)



К статье Ю.О. Гаврилова, Е.А. Щербининой
 “ГЛОБАЛЬНОЕ БИОСФЕРНОЕ СОБЫТИЕ...”



А



Зоны по нанно-планктону		Отдел
NP9	NP9	Эоцен
NP9	NP9	Палеоцен
CC22	Верхний мел	Палеоцен



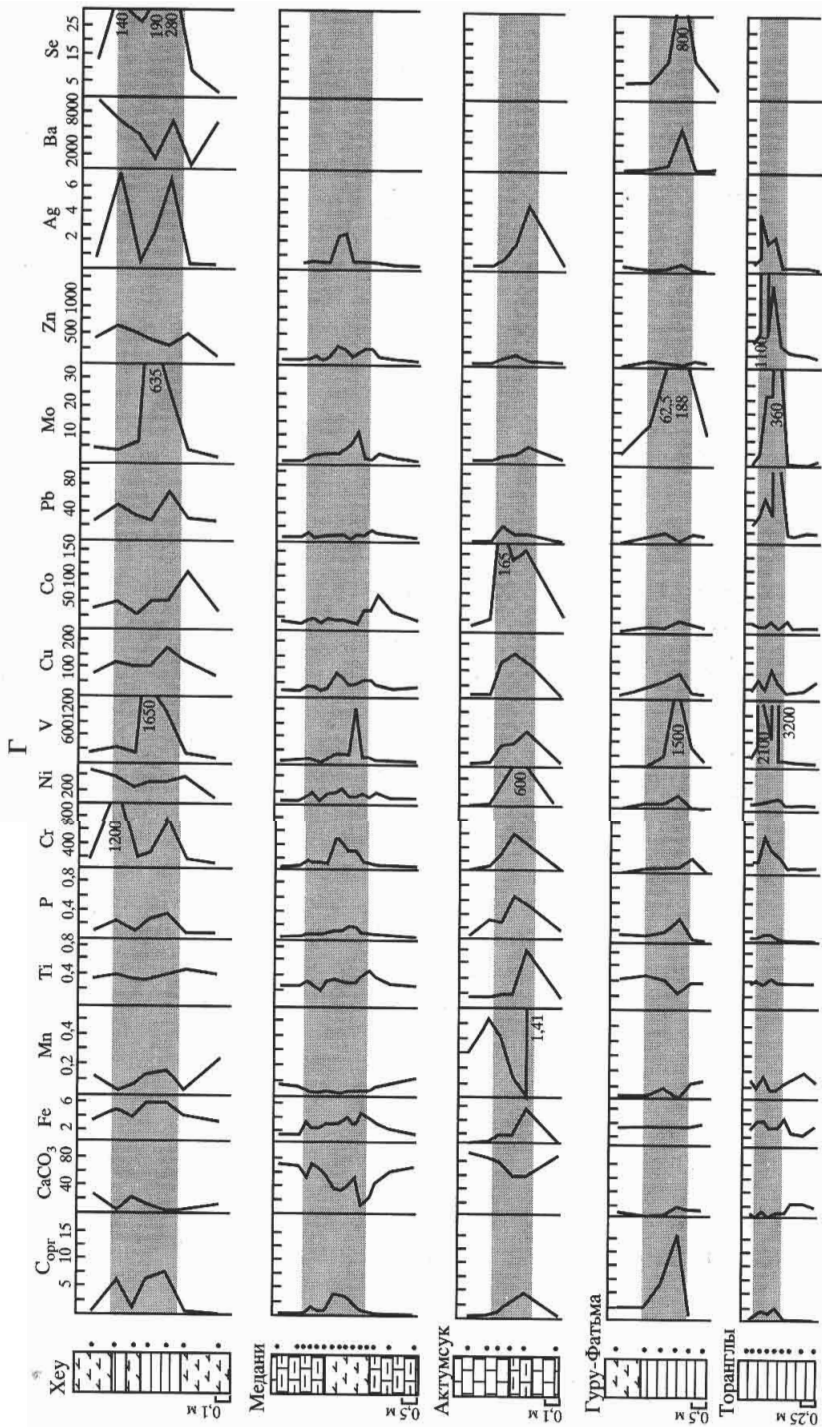
Б



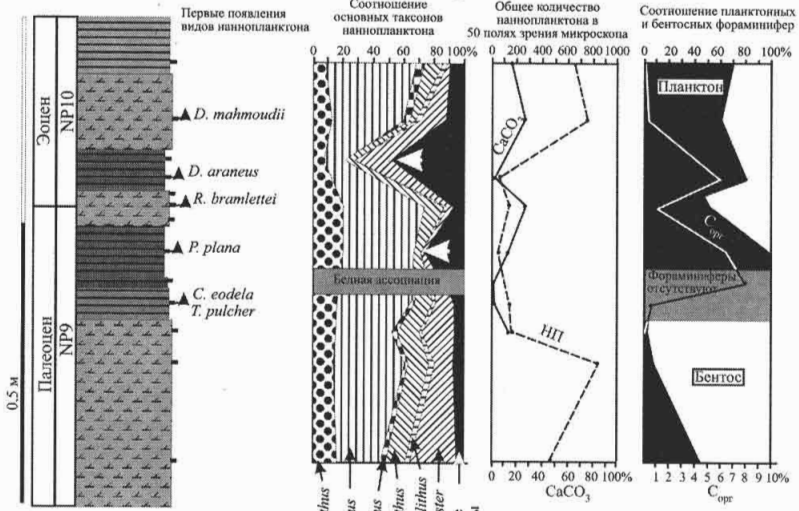
NP10	NP10	Эоцен
NP9	NP9	Палеоцен

Рис. 7. Сапропелитовый горизонт, отвечающий интервалу ИЕТМ в северо-восточном Перитетисе

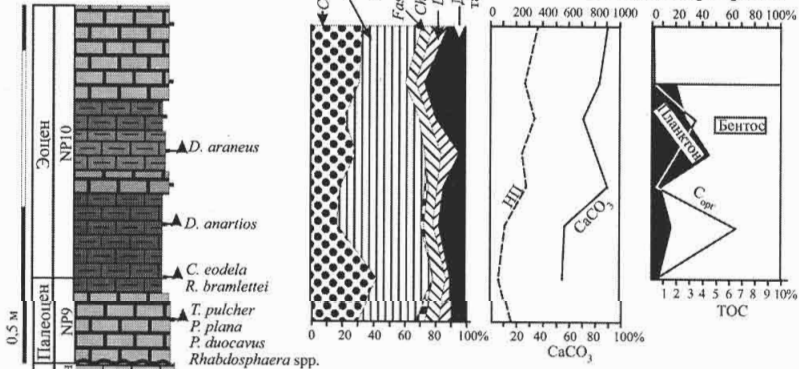
А – разрез Актумсук (Западное Приаралье); Б – разрез Сулак (Восточный Кавказ)



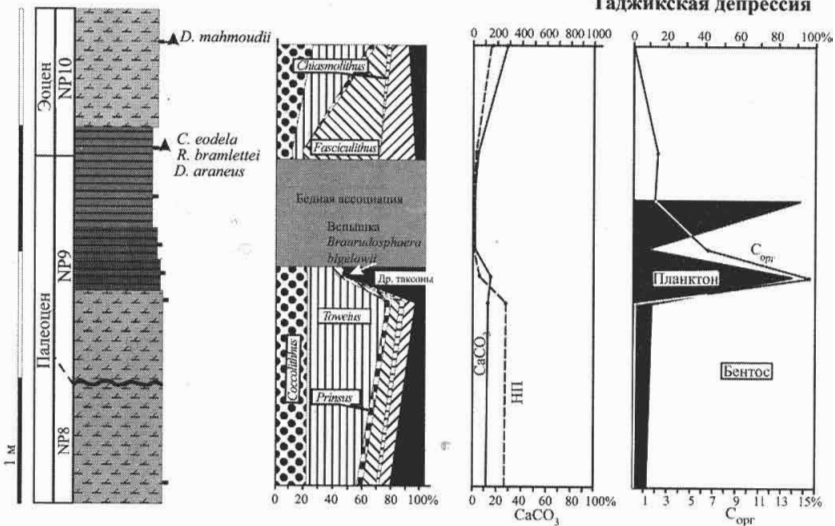
Разрез по р. Хеу, Центральное Предкавказье



Разрез мыса Актумсух, Западное Приаралье



Разрез Гуру-Фатъма, Таджикская депрессия



планктона и органикостенного фитопланктона, послуживших основным источником ОВ [Гаврилов и др., 1997; Kodina et al., 1995].

Хорошо известным и достаточно детально описанным современным механизмом поставки биофильных элементов в области резко увеличенной биопродуктивности морских организмов является апвеллинг. Его действие проявляется на территориях относительно узких океанских шельфов и обусловлено подъемом в эти области глубинных вод из зон, характеризующихся существенно иными давлением и температурой. Однако обширный и относительно мелководный позднепалеоценовый–раннеэоценовый бассейн был удален и отделен системой архипелагов от областей, где можно было бы предполагать существование достаточных глубин для работы механизма апвеллинга. Поэтому нет оснований для привлечения апвеллинга для объяснения причин образования СГ. Кроме того, крайне сложно представить ситуацию, когда запуск механизма апвеллинга произошел на сравнительно короткое время накопления осадков СГ, а до и после этого эпизода его не было. Встречает значительные трудности привлечение для объяснения образования СГ механизмов, с которыми иногда связывают образование сапропелей Восточного Средиземноморья [Calvert, 1983; Sutherland et al., 1984; и др.], а также Черного моря [Страхов, 1971], поскольку водоемы Северо-Восточного Перитетиса существовали в принципиально иной геологической и палеогеографической ситуации.

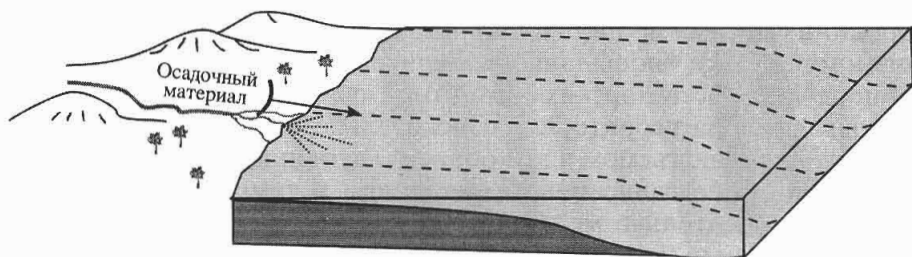
Модель образования сапропелитового горизонта должна учитывать следующие обстоятельства, которые были установлены в результате проведенных исследований [Гаврилов и др., 1997]. 1. Накопление сапропелевых осадков происходило в обширном и относительно неглубоком эпиконтинентальном водоеме на фоне быстро развивавшейся трансгрессии, которая являлась отражением эвстатического поднятия уровня моря. 2. Трансгрессии предшествовал регрессивный эпизод, существование которого устанавливается в некоторых разрезах по соответствующему хиатусу и налеганию сапропелитового пласта с размывом на подстилающие отложения. 3. СГ протягивается в широтном направлении более чем на 2 500 километров, но не является непрерывным и на некоторых участках отсутствует. 4. Наибольшей степени обогащения ОВ горизонт достигает в Средней Азии, где он ассоциирует с фосфоритоносными отложениями. 5. Главной причиной обогащения осадков ОВ была интенсивная вспышка биопродуктивности бактерио- и фитопланктона. ОВ по происхождению преимущественно бассейновое, но на некоторых участках возростала доля ОВ, привнесенного с суши. 6. В фациальном отношении разные части водоема заметно различались, но, тем не менее, везде реакция на трансгрессию была однотипной – образование сапропелевых осадков.



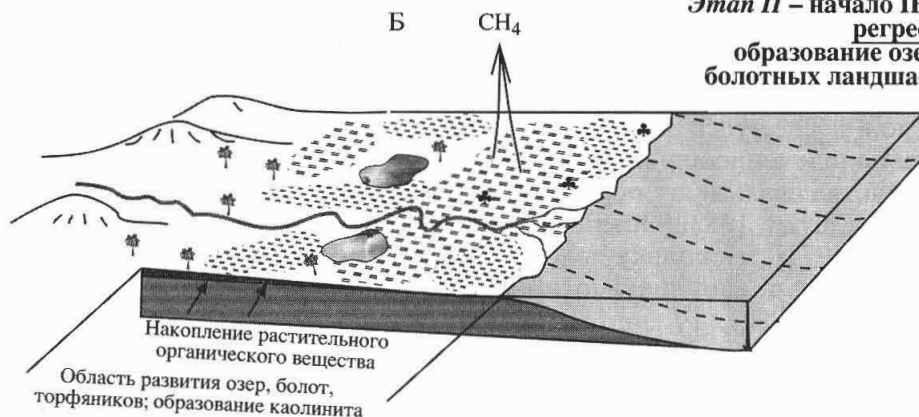
Рис. 9. Литология, уровни появления видов наннопланктона, соотношение разных таксонов наннопланктона, обилия наннопланктона и карбонатности [Gavrilov et al., 2003], планктонных и бентосных фораминифер [Ступин, Музылев, 2000] в некоторых разрезах Северо-Восточного Перитетиса

А

Этап I – до начала ИЕТМ



Б

Этап II – начало ИЕТМ,
регрессия,
образование озерно-
болотных ландшафтов

В

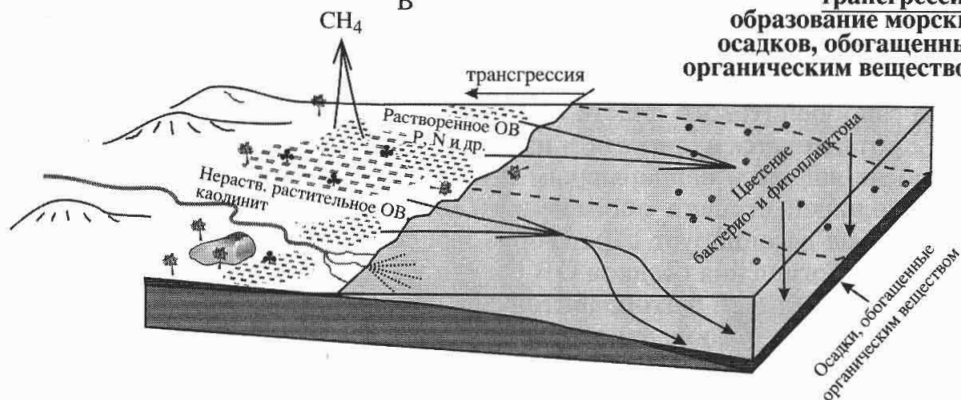
Этап III – развитие ИЕТМ,
трансгрессия,
образование морских
осадков, обогащенных
органическим веществом

Рис. 10. Модель образования пограничного палеоцен-эоценового сапропелитового прослоя в акватории Северо-Восточного Перитетиса

А – прибрежный ландшафт до ИЕТМ (нормальная седиментация); Б – развитие прибрежных ландшафтов в ходе резкого падения уровня моря непосредственно перед началом кризиса ИЕТМ; В – затопление прибрежных ландшафтов в ходе быстрой эвстатической трансгрессии, массивное выделение метана и развитие кризисных обстановок за счет вспышки биопродуктивности органикостенного и бактериопланктона в прибрежных зонах

Наиболее удовлетворительно согласуется с имеющимся фактическим материалом модель накопления осадков, обогащенных ОВ, основанная на механизме поступления в водоем биофильных элементов с прибрежной суши при развитии быстрой эвстатической трансгрессии (рис. 10) [Гаврилов, 1994; Гаврилов и др., 1997; Gavrilov et al., 2003].

В реализации механизма образования СГ важную роль играла не только сама трансгрессия, во время которой накапливались сапропелевые осадки, но и предшествовавший ей *регрессивный этап* развития водоема. Регрессия привела к тому, что по периферии относительно неглубокого эпиконтинентального моря и вокруг архипелагов возникли обширные территории, которые преимущественно представляли собой низинную, выровненную морской эрозией и осадконакоплением местность (см. рис. 10, Б). Уместно заметить, что поздний мел и палеоген были временем существенной денудации рельефа [Герасимов, Мещеряков, 1964; Горелов, 1971; и др.], из-за чего даже относительно незначительные флуктуации уровня моря приводили к существенному перемещению береговой линии. Освободившаяся от моря местность была покрыта рыхлыми нелитифицированными отложениями, незадолго до этого бывшими морскими осадками. Возникли специфические прибрежные ландшафты. Нелитифицированные осадки, как правило, восстановленные, содержавшие сульфидные, а в ряде случаев и фосфатные аутигенные минералы, подвергались субаэральному выветриванию. При этом сульфидные минералы окислялись с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активно взаимодействовали с вмещающими отложениями, существенно усиливая интенсивность процессов выветривания. На карбонатных отложениях в ряде случаев в условиях гипергенного выветривания (особенно в условиях теплого климата) могли образовываться скопления фосфатов. В Среднеазиатском регионе в некоторых местах на фоне падения уровня моря в результате размыва подстилающих отложений сформировался горизонт гравийно-галечных фосфоритов.

Другим весьма существенным элементом освободившихся от моря территорий было формирование на новообразованных прибрежных равнинах озер и заболачивающихся участков, т.е. озерно-болотных ландшафтов. Причем торфяники, судя по современным аналогам, развивались весьма быстро. Анализ минералого-геохимических обстановок в современных болотных системах позволяет заключить, что процесс торфообразования создает условия, способствующие геохимической активности такого важного для биологического цикла элемента, как фосфор; болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления миграции фосфора в зоне гипергенеза [Ковалев, 1985]. Агрессивная среда болотных систем обуславливала переработку поступавшего сюда осадочного материала, а также воздействовала на подстилавшие их отложения. При этом многие терригенные минералы, обычно достаточно устойчивые к выветриванию, в среде торфяников растворялись, обогащая воды многими микроэлементами. Важно отметить, что в заболоченных водоемах, помимо ОВ в твердой фазе,

содержится значительное количество растворенного ОВ, образующегося в результате распада постоянно возобновляемых запасов ОВ. Процесс накопления и перевода части ОВ в растворенное состояние шел постоянно в течение всего времени существования этих ландшафтов.

Не вызывает также сомнения то, что на значительных территориях прибрежно-морских равнин развивался почвообразовательный процесс. В почвах унаследованно от подстилавших их нелитифицированных или слаболитифицированных отложений происходило накопление разнообразных элементов, в том числе и биофильных.

Таким образом, на низинных прибрежных равнинах, возникших во время регрессии, формировались ландшафты, где весьма активно протекали разнообразные геохимические преобразования, связанные с элювиальными, почвообразующими, болотными процессами, во время которых накапливались, переходили в подвижное, реакционноспособное состояние разнообразные, и прежде всего биофильные, элементы; в кислой среде торфяников образовывался аутигенный каолинит (см. рис. 10, Б).

Территория позднепалеоценового–раннеэоценового бассейна была весьма значительной, а, соответственно, и прибрежные наземные ландшафты в разных районах характеризовались своими особенностями. Во-первых, определяющую роль в появлении или отсутствии обширных прибрежных равнин играл геоморфологический фактор – там, где уклон дна моря был достаточно велик, даже существенное падение уровня водоема не могло повлечь за собой осушение достаточно широкой прибрежной полосы, тогда как слабый уклон дна – ситуация наиболее широко распространенная – способствовал ее образованию. Во-вторых, на облик прибрежных ландшафтов оказывали влияние климатические вариации. Можно считать, что, если в большей своей части бассейн располагался в зоне гумидного климата, то в восточной его части климат приобретал черты аридного. В-третьих, прибрежные ландшафты различались по геохимической специализации вследствие различий накапливавшихся перед этим морских осадков, которые, в свою очередь, несли специфическую геохимическую информацию, унаследованную от более древних пород того или иного района, служивших источником терригенного осадочного материала.

В неглубоком эпиконтинентальном бассейне на стадии регрессии резкое падение уровня моря привело к тому, что начали быстро меняться условия обитания организмов вследствие изменения глубин водоема. Но гораздо более существенным следствием было то, что в зоне волновой активности оказались нелитифицированные мягкие осадки прибрежных частей многочисленных островов, а также оставшихся под водой внутрибассейновых поднятий. Это привело к размыву, взмучиванию осадков, существенному возрастанию мутности вод бассейна и ухудшению условий существования биоты (организмов), прежде всего бентосной. Соответственно, еще до начала трансгрессии возникли обстановки, обусловившие начало биотического кризиса. В дальнейшем на стадии трансгрессии накапливались углеродистые осадки и неблагоприятные для биоты условия определялись уже иными причинами.

Регрессию сменила стремительно развивавшаяся трансгрессия, на фоне которой накапливались обогащенные ОВ осадки. Произошел довольно значительный подъем уровня моря – не менее, чем на несколько десятков метров (такая же оценка приводится Б. Хаком с соавторами [Haq et al., 1987]). Трансгрессировавшее море активно взаимодействовало с прибрежно-морскими ландшафтами (см. рис. 10, В). В условиях плоской прибрежной равнины даже относительно небольшой подъем уровня водоема приводил к затоплению значительных территорий. Сконцентрированное в торфяниках и почвах ОВ поступало в море. ОВ в твердой фазе размывалось и переотлагалось в морских илах, внося свою лепту в их обогащение $C_{орг}$. Растворенное ОВ, которого в торфяниках было значительное количество, вступало в новый биологический цикл, утилизируясь планктоном и тем самым способствуя увеличению его биопродуктивности. Помимо ОВ, из зоны развития прибрежных ландшафтов в водоем поступали биофильные элементы, и прежде всего фосфор. В подавляющем большинстве разрезов СГ отмечается повышенное содержание Р по сравнению с вмещающими отложениями (см. рис. 8, Г). Поступление Р в водоем способствовало резкому всплеску биопродуктивности бактерио- и фитопланктона, который был, как это показано выше, основным источником ОВ в осадках; при этом продуктивность известывыделяющего планктона относительно падала. Роль поступления в море дополнительных количеств фосфора, очевидно, была определяющей в росте биопродуктивности фитопланктона. В пользу этого говорит тот факт, что именно в Среднеазиатской части бассейна, там, где СГ находится в тесной ассоциации с фосфатоносными отложениями и горизонтами фосфоритов, наблюдается максимальное обогащение осадков ОВ – содержание $C_{орг}$ достигает 20% и более (см. рис. 8, Г).

В пользу реальности рассматриваемой модели образования СГ говорят также данные наблюдений над искусственными водоемами при их заполнении, которые в этом случае являются как бы миниатюрной моделью развития трансгрессии. Так, было отмечено, что в первые годы заполнения водохранилищ происходят чрезвычайно интенсивные вспышки биопродуктивности фитопланктона, связанные с ростом концентрации биогенных элементов, вымываемых из затопляемых почв.

На существенную роль болот в поставке биофильных веществ в трансгрессирующее море и, соответственно, рост продуктивности морских водорослей указывали Л.М. Венгер и Д.Р. Бакер [Wenger, Baker, 1986] при обсуждении причин образования пенсильванских черных сланцев Канзаса и Оклахомы.

В разрезах СГ часто отмечается некоторое увеличение содержания Fe относительно вмещающих отложений (см. рис. 8, Г). В этой связи отметим следующее. Проведенные в Тихом океане эксперименты [Martin et al., 1994; и др.] показали, что внесение этого элемента в поверхностный слой водной толщи приводит к увеличению биопродуктивности фитопланктона, что обусловлено участием Fe в структуре хлорофилла. Таким образом, Fe может выступать в определенных случаях в качестве биофильного элемента. В рассматриваемой нами ситуации в позднем палеоцене – раннем эоцене существ-

вание озерно-болотных систем могло быть мощным фактором гипергенной миграции Fe и поступления его в морской водоем [Страхов, 1962 и др.] с последующим вовлечением в биологический цикл, что способствовало увеличению биопродуктивности фитопланктона.

Механизм поступления биофилов в море и рост биопродуктивности фитопланктона действовал *сходным* образом в пределах *разных* частей позднепалеоценового водоема, иногда существенно различавшихся по фациальным обстановкам и преобладающему типу осадков. Однако региональная специфика осадконакопления в значительной мере определяла геохимический облик СГ – концентрацию в них различных спектров малых элементов, содержания которых достигали иногда чрезвычайно высоких значений (см. рис. 8, Г) [Гаврилов и др., 1997].

Как и в других регионах мира, в разрезах Северо-Восточного Перитетиса отмечается резкая отрицательная изотопно-углеродная аномалия (см. рис. 8, Б, В) [Гаврилов и др., 1997; Bolle et al., 2000; Kodina et al., 1995].

Накопление в осадках большого количества ОВ было причиной генерации в них значительных масс H_2S , который диффундировал в наддонную воду и обусловил развитие в водоеме сероводородного заражения. Поскольку водоем был относительно неглубоким, сероводородное заражение охватывало прежде всего придонные части водной толщи, но иногда поднималось в фотическую зону, о чем свидетельствуют данные по геохимии ОВ [Гаврилов и др., 1997; Kodina et al., 1995].

Очевидно, именно с развитием аноксидных или дизоксических обстановок в водоеме связано отсутствие или угнетенное состояние бентосной фауны, в частности фораминифер [Музылев и др., 1996; Ступин, Музылев, 2001]. Однако, так же, как сапропелевые осадки в разных частях моря были в различной степени обогащены ОВ, так и развитие аноксидных обстановок, очевидно, будучи весьма широко развитым явлением в морях Северо-Восточного Перитетиса, все же возникало не повсеместно, а в виде обширных пятен (линз), протягивавшихся на сотни километров, что в значительной мере контролировалось геоморфологией дна бассейна. Степень аноксии могла заметно меняться – при ее ослаблении появлялись некоторые формы бентосных организмов, способные выдерживать неблагоприятные для их существования субоксидные обстановки.

Эвтрофикация бассейна и аноксические обстановки оказывали негативное влияние не только на бентосную фауну, но и на планктонные организмы. Важнейшим последствием этих изменений явилось резкое сокращение продуктивности карбонатного планктона – наннопланктона и планктонных фораминифер (см. рис. 9). Кроме того, с этим обстоятельством связано увеличение эвтрофных и толерантных форм наннопланктона, а также, возможно, появление “уродливых” асимметричных видов, а среди динофлагеллят – аномальных по морфологии толстостенных форм, встречающихся в отложениях СГ [Ахметьев, Запорожец, 1996].

Трансгрессия была быстрой, но сравнительно кратковременной. Какова могла быть продолжительность времени накопления сапропелевых осадков?

Из-за малой мощности СГ однозначно на этот вопрос ответить сложно, поскольку даже методы зональной стратиграфии не обладают соответствующей “разрешающей способностью”. Произвести приблизительную оценку можно только сравнением с аналогичными образованиями. Сходный в среднем по мощности сапропелевый горизонт в Черном море формировался около 4–5 тыс. лет [Виноградов и др., 1962; Degens, Ross, 1972]. Оценка времени формирования средиземноморских сапропелей сходной мощности с помощью радиоуглеродного метода также дает цифры в несколько тысяч лет; причем скорость осадконакопления сапропелей в 3–5 раз выше, чем вмещающих осадков [Sutherland et al., 1984]. Палеоцен/эоценовый СГ образовывался, видимо, несколько дольше, но, скорее всего, не более нескольких десятков тысяч лет.

После завершения трансгрессии и прекращения поступления биофильных элементов в водоем его биопродуктивность резко снизилась и, соответственно, прекратилось обогащение илов ОВ. Из-за присущей водоему консервативности (как системы) и постепенности завершающего этапа трансгрессии окончание накопления осадков СГ было менее резким, чем его начало. Относительная мелководность бассейна, отсутствие плотностной стратификации вод, прекращение генерации значительных масс H_2S в осадках и его диффузии в наддонные воды – все это обусловило достаточно быстрое окисление содержавшегося в морской воде сероводорода и исчезновение аноксидных обстановок. В этом заключается существенная разница между “послесапропелевыми” этапами развития раннеэоценового водоема и Черного моря. В последнем благодаря его геоморфологии (водоем котловинного типа) и плотностной стратификации вод сероводородное заражение не исчезло с прекращением накопления сапропелевых осадков, а продолжало существовать как вследствие генерации H_2S в современных осадках, так и за счет процессов сульфатредукции, протекающих непосредственно в водной толще.

Особенности накопления осадков ИЕТМ в других районах мира. Разрезы отложений ИЕТМ Южного Перитетиса (Египет, Израиль и др.) (см. рис. 6, Б) имеют много общих черт с одновозрастными отложениями Северного Перитетиса, поэтому их накопление и формирование геохимических особенностей происходили скорее всего под влиянием тех же факторов и по тому же сценарию.

Многие специфические черты различных разрезов ИЕТМ находят объяснение, если учитывать, что эти отложения сформировались на фоне резких и значительных по амплитуде флуктуаций уровня морей и океанов.

Как отмечалось выше, в отложениях ИЕТМ иногда происходит *изменение минеральных ассоциаций* – в одних районах они бывают обогащены каолинитом, а в других палыгорскитом. Для объяснения такой картины распределения глинистых минералов привлекают резкие изменения климата либо в сторону гумидизации, либо – аридизации. Однако, если привлечь для объяснения существующей картины фактор эвстатических колебаний, это кажущееся противоречие легко устраняется.

Поскольку событие IETM вначале развивалось на фоне регрессии, в областях, где до этого существовали гумидные обстановки, на озерно-болотных ландшафтах, возникавших на освободившихся от моря территориях, происходило формирование аутигенного каолинита. В последующем, когда регрессия сменялась трансгрессией, накопившиеся каолинитсодержащие отложения размывались, перераспределялись и накапливались уже в морских обстановках. Поскольку каолинит, как правило, не выдерживает транспортировки на значительные расстояния, он обогащал осадки, образовывавшиеся сравнительно недалеко от мест его первоначального накопления. Соответственно, обогащенные каолинитом отложения IETM характерны для океанских шельфов и эпиконтинентальных морей, а в более удаленных от берега частях океанов встречаются редко.

В эпиконтинентальных морях, располагавшихся в областях аридного климата, до тех пор, пока существовала связь с открытым океаном и осуществлялся свободный водообмен, не было условий для образования аутигенных магнезиальных силикатов или оно происходило в весьма ограниченных количествах. Однако ситуация резко изменилась, когда на границе палеоцена и эоцена уровень моря упал на несколько десятков метров. Возникшие на обширных территориях Северной и Центральной Африки, Восточной Испании и смежных регионов полностью или частично изолированные водоемы были местом, где накапливались различные соленосные отложения, происходило аутигенное образование магнезиальных силикатов. В дальнейшем обогащенные палыгорскитом отложения на этапе, когда начала развиваться трансгрессия, так же как и в случае с каолинитсодержащими осадками, начали размываться и переотлагаться уже в морских обстановках, обусловив изменения в составе минеральных ассоциаций, характерных для вмещающих толщ.

Таким образом, как видим, для объяснения причин обогащения отложений IETM каолинитом или палыгорскитом не требуется привлекать резкие кратковременные климатические изменения в одних случаях в сторону гумидизации, а в других – аридизации. Обогащение морских осадков IETM минералами – индикаторами разных климатических обстановок могло происходить на фоне относительно стабильно существовавших в разных регионах климатических условий (с точки зрения гумидности и аридности, но не температурного режима).

Присущее IETM *быстрое глобальное потепление* вполне обоснованно связывают с увеличением в атмосфере содержания CO_2 , что привело к парниковому эффекту. Естественно встает вопрос об источнике углекислоты. Наиболее популярной в настоящее время гипотезой, направленной на объяснение этого события, является предположение о быстром разложении скоплений газгидратов в океанских осадках и образовании углекислоты за счет окисления метана [Dickens, 2000; Dickens et al., 1995; и др.]. Вместе с тем, выявленная нами последовательность событий на границе палеоцена/эоцена позволяет рассматривать изменение баланса углеродсодержащих газов в это время с других позиций.

В настоящее время установлено, что основными современными источниками поступления метана в атмосферу являются следующие процессы и ландшафты (в г/год · 10¹⁵) [Freyer, 1977]:

– ферментативное разложение отходов организмов	0,10–0,22
– рисовые поля	0,28
– болота и марши	0,19–0,30
– пресноводные озера	0,001–0,025
– поля на возвышенностях, леса и тундра	0,011–0,013
– оксаны	0,001–0,018
– метан без ¹⁴ C	0,016–0,21
<hr/>	
Суммарная продукция метана	0,60–1,07.

Количественные оценки поступления метана в атмосферу из этих источников вполне сопоставимы с теми, которые приводит Дж. Дикенс для объяснения возникновения температурной аномалии. В какой мере возможно влияние этих источников во время ИТМ? По нашим оценкам, резкие колебания уровня моря могли оказать существенное влияние на баланс углеродсодержащих газов в атмосфере, на увеличение количества СО₂.

Как нам представляется, наибольшее влияние на увеличение концентраций СО₂ в атмосфере оказало то обстоятельство, что в результате регрессии на освободившихся от моря территориях возникли озерно-болотные ландшафты, в которых генерировались значительные массы метана (недаром одно из названий метана – “болотный газ”) (см. рис. 10). Соответственно, метан в дальнейшем окислялся с образованием изотопно легкой углекислоты. В результате, с одной стороны, создавались предпосылки для парникового эффекта, а с другой – как на суше, так и в водоемах формировались изотопно-легкие карбонаты: на континентах – почвенные карбонатные конкреции, а в морях и океанах – карбонатные скелеты организмов. Таким образом, резкое возрастание количеств изотопно-легкой СО₂ в атмосфере было обусловлено быстрым по темпам и значительным по степени увеличением площади метаногенерирующих наземных ландшафтов.

Несмотря на то, что регрессия была быстрой, все же на формирование озерно-болотных ландшафтов и на начало их влияния на поступление в атмосферу СН₄ требовалось некоторое время. Поэтому во многих разрезах, где отмечается отрицательная углеродная аномалия, видно, что хотя она и возникает быстро, но сравнительно плавно, постепенно.

В дальнейшем при развитии сменившей регрессию трансгрессии площади этих ландшафтов сокращались, в результате чего количество поступавшего в атмосферу метана и величина углеродной аномалии также постепенно уменьшались.

Как отмечалось выше, на фоне развивающейся трансгрессии и накопления значительных масс органического вещества в морях Северного и Южного Перитетиса могли развиваться аноксидные обстановки, возникало сероводородное заражение. Но с аноксидными обстановками также связано образование изотопно очень легкого метана. Так, Р. Ламонтан с соавторами [Lamontagne et al., 1973] установили наличие высоких концентраций метана в

расположенной на Венесуэльском шельфе впадине Кариако на глубинах более 300 м, а Л. Аткинсон и Ф. Ричардс [Atkinson, Richards, 1967] выявили очень высокие концентрации CH_4 в сероводородной зоне Черного моря. Как видим, в обоих крупнейших современных аноксидных водоемах отмечаются высокие концентрации метана. В областях развития аноksии в бассейнах Перитетиса это явление также могло оказывать влияние на геохимию осадков и, в частности, усиливать отрицательную углеродную аномалию.

Предложенный нами механизм появления отрицательной изотопной аномалии не исключает возможности вовлечения в этот процесс некоторого количества метана из газгидратов. Существенное падение уровня моря вблизи палеоцен/эоценовой границы вполне могло быть причиной их разрушения вследствие как изменения *PT*-условий, так и подводной эрозии осадков из-за усиления гидродинамической активности вод. Таким образом, появление отрицательных изотопных аномалий скорее всего было результатом действия различных факторов; вклад же каждого из них варьировал и мог быть различным на разных стадиях формирования аномалии.

Связанное с началом IETM резкое эвстатическое падение уровня моря позволяет объяснить, почему к нему было приурочено широкомасштабное проникновение различных видов млекопитающих из Азии в Европу и Северную Америку – Тургайский и Северо-Атлантический проливы на некоторое время закрылись и появились сухопутные мосты; миграция могла происходить также и через Беренгию [Лопатин, 2004; Clyde, Khan, 2000; Gingerich, 2003; Hooker, Dashzeveg, 2003; и др].

С событием IETM связано изменение *биопродуктивности* водоемов. В эпиконтинентальных морях Перитетиса во многих разрезах этих отложений отмечается падение содержания CaCO_3 , которое, однако, как было показано выше, часто сопровождается увеличением, и весьма значительным, содержания органического вещества. Таким образом, водоемы, в которые во время трансгрессии поступали большие количества биофильных элементов, можно рассматривать как эвтрофные или мезотрофные. В них в это время произошла перестройка биоты с преимущественно “карбонатной” на органикостенную (динофлагелляты, фито- и бактериопланктон). В другом типе разрезов, который чаще встречается в пределах открытого океана, но иногда и на шельфах морей и океанов, уменьшение карбонатной компоненты не сопровождается сколько-нибудь заметным увеличением количества органического вещества. В таком случае эти области водоемов можно рассматривать как олиготрофные, с резким падением общей биопродуктивности. Определенную ясность в объяснение причин изменения биопродуктивности в разных обстановках может дать предлагаемая модель развития IETM. Действительно, если биофильные элементы во время трансгрессии поступали в водоемы преимущественно с суши, то всплеск биопродуктивности происходил прежде всего вокруг тех мест, откуда они поступали. Причем вспышка продуктивности была настолько мощной, что организмами поглощалась большая часть приносимых питательных веществ. Возникал своеобразный биологический фильтр, который препятствовал поступлению биофильных элементов в более удаленные области морей и океанов. Причем иногда та-

кие олиготрофные зоны могли, видимо, приближаться к берегу, но только в тех случаях, когда по тем или иным причинам (в том числе вследствие особенностей геоморфологии берегов) с этих участков суши не происходило поступление в водоем биогенных элементов.

Выше отмечалось, что одной из причин вымирания бентосных фораминифер в океанах было проникновение в них соленых вод. Наиболее вероятным источником этих вод были возникшие в результате падения уровня моря на территориях западных частей Африки эвапоритовые бассейны, из которых в дальнейшем – во время начавшейся трансгрессии – соленые воды стали поступать в океан. Это привело к заметному усилению плотностной стратификации вод, ухудшению аэрации глубинных частей океана и развитию дизоксидных (аноксидных ?) обстановок, оказавших пагубное воздействие на бентосные организмы. В водоемах Юго-Восточного и Северо-Восточного Перитетиса не было заметного поступления соленых вод, но на обитателей морей оказал негативное влияние другой фактор – возникшее на фоне накопления интенсивно обогащенных ОВ осадков H_2S -заражение вод; т.е. в океанах и в эпиконтинентальных морях одновременно воздействовали на биоту различные факторы, которые привели к одинаковым кризисным для нее последствиям.

Изложенный материал показывает, что биосферное событие на границе палеоцена и эоцена было явлением, на которое оказали влияние различные факторы, обусловившие многообразие его проявления в различных обстановках. Вместе с тем, наиболее мощным фактором, который прямо или косвенно повлиял на самые разнообразные характеристики биосферы того времени, было необычайно быстрое и мощное по амплитуде падение, а затем подъем уровня Мирового океана.

ИЕТМ в ряду других биосферных событий. Обычно, когда идет речь о крупных биосферных событиях прошлого (см., например, статью М.А. Ахметьева в настоящем сборнике) подразумевается, что они выражались прежде всего в кризисных для биоты явлениях. Сравнение события ИЕТМ с другими событиями показывает, что между ними существуют общие черты, но, в то же время, есть существенно различающие их признаки. Л.А. Невесская, анализируя сходство и различия пермь/триасового и мел/палеогенового кризисов отмечала, что они оба не были одновременными и общими для всех групп организмов. Представители разных групп вымирали постепенно и разными темпами; причем в ряде случаев это начиналось значительно раньше основного рубежа. Наиболее интенсивному вымиранию в обоих случаях подвергались планктонные организмы; за ними следовали зависевшие от них как источника пищи бентосные сестонофаги и хищники, обитавшие в толще воды. Важным представляется заключение о том, что поскольку вымирание ряда групп началось в докризисное время, можно полагать, что “пусковой механизм” в виде некоторого катастрофического абиотического события (земного или внеземного происхождения) только усилил и ускорил начавшуюся реорганизацию биоты, которая, очевидно, была обусловлена внутренними для биоты причинами. Причем появление новых родов и семейств становилось интенсивным не сразу после кризиса,

а после сравнительно длительного промежутка времени (не менее одного века) [Невесская, 2004].

Событие IETM и связанные с ним изменения биоты занимали гораздо меньший промежуток времени, чем пермь/триасовое и мел/палеогеновое события. Кроме того, воздействие его на биоту было как со знаком “минус”, так и со знаком “плюс”. Негативное следствие, как отмечалось выше, заключалось прежде всего в вымирании более 30–50% видов бентосных фораминифер, т.е. признаки экологического кризиса налицо. В то же время планктонные фораминиферы в целом в гораздо меньшей степени реагировали на это событие и претерпели сравнительно незначительные изменения. Как видим, такая структура кризиса отличается от более древних кризисных событий.

При рассмотрении палеоцен/эоценового биосферного события естественно встает вопрос о его *первопричинах*. Из наиболее значимых геологических событий того времени, которое неизбежно должно было повлиять на геологическую ситуацию во всем мире, была коллизия Индии с Евразией. Обсуждая время коллизии Индостанского субконтинента с Евразийской плитой, многие исследователи сходятся во мнении, что это событие произошло вблизи палеоцен/эоценовой границы. Временной интервал этого события различные геологи оценивают по-разному – одни достаточно определенно указывают цифру в 55 млн лет, другие этот временной интервал оценивают в несколько миллионов лет [Beck et al., 1998; Clyde, Khan, 2000; Garzanti et al., 1996; Williams, 1986; и др.]. Конечно, процесс коллизии продолжался, видимо, относительно долго, но внутри этого временного интервала, очевидно, было событие, датируемое 55 млн лет – время наиболее радикального изменения плитной кинематики, что отразилось на геологической ситуации во всем мире. Резкое изменение кинематики плит могло обусловить существенные по амплитуде и быстрые колебания уровня морей и океанов [Милановский и др., 1992], что, в свою очередь, и определило многообразную реакцию биосферы на это событие.

Резюмируя изложенное выше, можно наметить следующий *краткий сценарий биосферного события*.

Первопричиной события, очевидно, была коллизия Индостанского субконтинента и Евразийской плиты, в результате которой вблизи границы палеоцена и эоцена (~55 млн лет) произошло резкое изменение кинематики плит, что оказало влияние на геологическую ситуацию во всем мире. Одним из следствий этого были резкие изменения уровня Мирового океана – вначале его падение на несколько десятков метров, а затем быстрый подъем. Поскольку позднемеловое–палеогеновое время было эпохой пенепленизации рельефа континентов, покрывавшие их моря в результате регрессии освободили огромные территории. В регионах с *гумидным* климатом (они преобладали) на этих выположенных территориях возникали озерно-болотные ландшафты, в которых накапливались значительные массы органического вещества, растворенного фосфора и других биофильных элементов, шло формирование аутигенного каолинита. Эти ландшафты начали генерировать огромные массы метана, который при поступлении в атмосферу в ос-

новном окислялся до CO_2 ; следствием этого было образование изотопно-легкой углекислоты. Значительные массы CO_2 , во-первых, способствовали развитию парникового эффекта и, во-вторых, образованию изотопно-легких карбонатов и органического вещества, как в морских обстановках, так и на суше. Повышение температуры привело к появлению отрицательной кислородной аномалии в отложениях этого возраста. На этом этапе биосферного события вследствие появления сухопутных мостов между континентами и закрытия некоторых проливов создались условия для быстрого расселения обитавших в Азии наземных животных в Северной Америке и Европе. Реакцией растительности было, прежде всего, продвижение теплолюбивых форм в высокие широты. В морях, расположенных в *аридных* зонах, где вследствие свободного сообщения с океаном не происходило значительного накопления характерных для этих зон отложений (соли, гипсы, магнезиальные силикаты и др.), падение уровня моря привело к образованию водоемов, в которых эти отложения начали накапливаться.

В дальнейшем, быстрый подъем уровня моря обусловил стремительное наступление моря на сушу. Это приводило к активному взаимодействию моря с прибрежными ландшафтами и выносу в водоем значительных количеств биофильных элементов, что послужило причиной вспышки биопродуктивности органикостенного планктона (бактериопланктон, динофлагелляты и т.д.) и накоплению в этих областях обогащенных органическим веществом осадков. В морях местами развивались аноксидные обстановки, неблагоприятно влиявшие на биоту.

Интенсивная вспышка биопродуктивности в зонах, куда из наземных ландшафтов поступали биофильные элементы, приводила к тому, что здесь основная часть питательных веществ извлекалась из воды, утилизировалась организмами, уходила в осадки. Соответственно, в удаленные от источников биофилов части морей и океанов эти вещества не поступали, что обуславливало появление в водоемах олиготрофных областей. Трансгрессирующее море в гумидных зонах размывало недавно накопившиеся обогащенные каолинитом континентальные осадки и переотлагало их уже в морских обстановках, повышая содержание этого минерала в осадках; схожая ситуация была в аридных зонах, но здесь происходило переотложение и обогащение морских осадков сепиолитом и палыгорскитом. Важным следствием трансгрессии в аридных зонах был вынос из возникших на стадии регрессии соленых водоемов высокоминерализованных соленых вод и поступление их в моря и океаны. Соленые воды обусловили возникновение плотностной стратификации в океанах, что затруднило аэрацию придонных вод и вызвало появление дизоксических (аноксических?) обстановок, оказавших губительное воздействие на бентосные фораминиферы, и частичное их вымирание.

Экологические изменения в морях и океанах, связанные с рассматриваемыми событиями, не могли не оказать воздействие и на планктонные организмы, обусловив исчезновение одних видов и появление других, в том числе короткоживущих, характерных именно для этого времени, а также эндемичных форм, приспособившихся к неблагоприятным обстановкам в некоторых эпиконтинентальных морях.

По мере того, как трансгрессирующее море осваивало оставленные ранее территории, площадь прибрежных ландшафтов сокращалась, уменьшалось поступление биофилов в моря и постепенно падала биопродуктивность в краевых частях морей и океанов, и, напротив, возрастала в их более удаленных частях; сокращалась также поставка метана в атмосферу, в результате чего ослабевал парниковый эффект и уменьшались значения отрицательных аномалий $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. В итоге постепенно исчезли характерные для биосферного события признаки, ранее столь ярко выраженные. Длительность биосферного события можно оценить в несколько десятков тысяч лет.

В заключение отметим, что палеоцен/эоценовое биосферное событие представляет не только феноменологический, но и методологический интерес, поскольку полученные по динамике его развития данные следует учитывать при реконструкции других событий такого рода в прошлом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64840, 04-05 64835) и Программы Президиума РАН по биосферным кризисам № 25 (проект № 241).

Литература

- Ахметьев М.А. Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. С. 10–43.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеогеографии фанерозоя / Под ред. К.И. Кузнецовой, Н.Г. Музыльсва М.: ГЕОС, 1996. С. 55–69.
- Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10. С. 851–873.
- Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы / Под ред. А.Ю. Розанова, М.А. Семихатова. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапронелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап развития Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3–12.
- Горелов С.К. Основные этапы выравнивания рельефа СССР и проблема их корреляции с древними эпохами выравнивания // Геоморфология. 1971. № 4. С. 9–21.
- Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Козлова Г.Э. Радиоларии палеогена бореальной области России. СПб: ВНИГРИ, 1999. 323 с.
- Лопатин А.В. Особенности развития фауны мелких млекопитающих Азии в раннем палеоцене // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. / Под ред. И.С.Барскова, Т.Б. Леоновой, А.Г. Пономаренко. М.: ПИН РАН, 2004. С. 87–96.
- Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копеевич Л.Ф. и др. О корреляции фаз реорганизаций кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // ДАН. 1992. Т. 326, № 2. С. 313–317.

- Музыкаев И.Г., Беньямовский В.И., Гаврилов Ю.О. и др. Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя / Под ред. К.И. Кузнецовой, Н.Г. Музыльсва. М.: ГЕОС, 1996. С. 117–126.
- Невская Л.А. Пермо-триасовый и мел-палеоценовый кризисы биоты: различие и сходство // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. / Под ред. И.С. Барскова, Т.Б. Леоновой, А.Г. Пономаренко. М.: ПИН РАН, 2004. С. 51–56.
- Страхов И.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Страхов И.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3–17.
- Ступин С.И., Музыкаев И.Г. Позднепалеоценовый палеоэкологический кризис в эпиконтинентальных бассейнах Северо-Восточного Пери-Тетиса: микробиота и условия образования сапропелевого горизонта // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 5. С. 501–507.
- Atkinson L.P., Richards F.A. The occurrence and distribution of CH₄ in the marine environment // Deep-Sea Res. 1967. Vol. 14. P. 673–684.
- Bains S., Norris R.D., Corfield R.M., Faul K.L. Termination of global warmth at the Paleocene / Eocene boundary through productivity feedback // Nature. 2000. Vol. 407. P. 171–174.
- Barrera E., Huber B. Paleogene and early Neogene oceanography of the Southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results // Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 119 / Eds. J. Barron, B. Larsen, et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Wash., DC). 1991. P. 693–717.
- Beard K.C. East of Eden at the Paleocene/Eocene boundary // Science. 2002. Vol. 295. P. 2028–2029.
- Beck R.A., Sinha A., Burbank D.W. et al. Climatic, oceanographic, and isotopic consequences of the Paleocene India-Asia collision // Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 103–117.
- Beerling D.J. Increased terrestrial carbon storage across the Paleocene-Eocene boundary // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2000. Vol. 161. P. 395–405.
- Berggren W. A., Lucas S. G., Aubry M.-P. Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic evolution // Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 1–36.
- Brass G.W., Southam J.R., Peterson W.H. Warm saline bottom water in the ancient ocean // Nature. 1982. Vol. 296. P. 620–623.
- Bolle M.-P., Adatte T., Keller G. et al. The Paleocene-Eocene transition in the southern Tethys (Tunisia): climatic and environmental fluctuations // Bull. Geol. Soc. France. 1999. Vol. 170, N 5. P. 661–680.
- Bolle M.-P., Pardo A., Adatte T. Climatic evolution on the southern and northern margins of the Tethys from the Paleocene to early Eocene // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 31–32.
- Bralower T.J. Evidence for surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea // Paleoceanography. 2002. Vol. 17, iss. 2. P. 1029/2001PA000662.
- Bralower T.J., Thomas E., Zachos J.C. et al. High-resolution record of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? // Geology. 1997. Vol. 25, N 11. P. 963–966.
- Bralower T.J., Zachos J.C., Thomas E. et al. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: stable isotopes recorded at ODP Site 865, Allison Guyot // Paleoceanography. 1995. Vol. 10. P. 841–865.
- Brass G.W., Southam J.R., Peterson W.H. Warm saline bottom water in the ancient ocean // Nature. 1982. Vol. 296. P. 620–623.
- Bujak J.P., Brinkhuis H. Global warming and dinocyst change across the Paleocene/Eocene Epoch boundary // Late Paleocene-early Eocene biotic and climatic events in the marine and terrestrial records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 277–295.
- Calvert S.E. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean // Oceanologica acta. 1983. Vol. 6, N 3. P. 255–267.
- Clyde W.C., Khan I.H. Tectonic and biogeographic implications of Ghazij Formation (lower Eocene), Baluchistan Province, Pakistan // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 34–35.

- Corfield R.M., Cartlidge J.E. Whole-rock oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Paleocene and Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 807 // Proc. ODP, Sci. Res., Vol. 130 / Eds. W.H. Berger, L.W. Krocnkc et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Wash., DC), 1993. P. 259–266.
- Corfield R.M., Norris R.D. Deep water circulation in the Paleocene ocean // Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe / Eds. R.W. O'B. Knox, R.M. Corfield, R.E. Dunay. Cambridge: Univ. Press., 1996. P. 443–456 (Geol. Soc. Spec. Publ.; N 101).
- Cramer B.S., Aubry M.-P., Miller K.G. et al. An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogic record of the Latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 174AX // Bull. Geol. Soc. France. 1999. Vol. 170, N 6. P. 883–897.
- Crouch E.M., Heilmann-Clausen C., Brinkhuis H. et al. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum // Geology. 2001. Vol. 29. P. 315–318.
- Crouch E.M., Visscher H. Terrestrial vegetation record across the initial Eocene thermal maximum at the Tawanui marine section, New Zealand // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 351–363 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Degens F.T., Ross D.A. Chronology of the Black sea over the last 25 000 years // Chem. Geol. 1972. Vol. 10, N 1. P. 1–10.
- Dickens G.R. Methane oxidation during the Late Paleocene thermal maximum // Bull. Soc. Geol. France. 2000. Vol. 171, N 1. P. 37–49.
- Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K., Owen R.M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // Paleoceanography. 1995. Vol. 10. P. 965–971.
- Freyer H.-D. Atmospheric cycles of trace gases containing carbon // The global carbon cycle / Eds. B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe, P. Kctner. Chichester; N.Y.; Brisbane; Toronto: Wiley, 1979. P. 101–120.
- Fricke H.C., Clyde W.C., O'Neil J.R., Gingerich P.D. Evidence for rapid climate change in North America during the late Paleocene thermal maximum: Oxygen isotopic composition of biogenic phosphate from the Bighorn Basin (Wyoming) // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 160. P. 193–208.
- Garzanti E., Critelli S., Ingersoll R.V. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1966. Vol. 108, N 6. P. 631–642.
- Gavrilov Yu.O., Sadchikova T.A. Clay minerals in the sediments of Paleocene-Eocene seas of NE Peri-Tethys // Climate and biota of the Early Paleogene: International meeting, July 3–8, 2001, Powell, Wyoming, USA. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst., 2001. Abstract volume. P. 34.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylöv N.G. A Paleogene sequence in central North Caucasus: A response to paleoenvironmental changes // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 51–52.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H. Paleocene/Eocene boundary events in the Northeastern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 49–64 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N 369).
- Gibson T.G., Bybell L.M., Thomas E., Zachos J.C. Kaolinitic distribution in Paleocene/Eocene boundary strata of northeastern United States and Pakistan – climatic and stratigraphic implications // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 56–57.
- Gingerich P.D. Mammalian response to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polcatt Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 463–478 (Geol. Soc. of Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Greenwood D.E., Wing S.L. Eocene climate and latitudinal temperature gradients on land // Geology. 1995. Vol. 23. P. 1044–1048.
- Greenwood D.E., Moss P.T., Rowett A.I. et al. Plant communities and climate change in southeastern Australia during the early Paleogene // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 365–380 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic // Science. 1987. N 4793. P. 1156–1167.

- Harrington G.J. Geographic patterns in the floral response to Paleocene-Eocene warming // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 381–393 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Heilmann-Clausen C., Schmitz B. The late Paleocene thermal maximum $\delta^{13}\text{C}$ excursion in Denmark? // GFF. Vol. 122, pt. 1. P. 69.
- Hollis C.J., Field B.D., Jones C.M. et al. New Zealand perspective on global change from late Cretaceous to early Eocene: (a) the Paleocene-Eocene transition at Mead stream, Marlborough // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 71–72.
- Hooker J.J., Dashzeveg D. Evidence for direct mammalian faunal interchange between Europe and Asia near the Paleocene-Eocene boundary // Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 369. P. 479–500.
- Hovan S.A., Rea D.K. Paleocene/Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: a Southern Hemisphere record // Geology. 1992. Vol. 20. P. 15–18.
- Kaiho K., Arinobu T., Ishiwatari R. et al. Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand // Paleoenvironment. 1996. Vol. 11, N 4. P. 447–465.
- Katz M., Miller K. Early Paleogene benthic foraminiferal assemblages and stable isotope in the Southern Ocean // Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 114 / Eds. P.E. Cieselski, Y. Kristoffersen et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Wash., DC), 1991. P. 481–511.
- Katz M., Pak D.E., Dickens G.R. et al. The Source and fate of massive carbon isotope input during the Latest Paleocene thermal maximum // Science. 1999. Vol. 286. P. 1531–1533.
- Kelly D.C., Bralower T.J., Zachos J.C. et al. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the Late Paleocene thermal maximum // Geology. 1996. Vol. 24, N 5. P. 423–426.
- Kelly D.C., Bralower T.J., Zachos J.C. Evolutionary consequence of the Latest Paleocene thermal maximum for tropical planktonic foraminifera // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 141. P. 139–161.
- Kelly D.C., Bralower T.J., Zachos J.C. On the demise of the early Paleogene *Morozovella velascoensis* Lineage: terminal progenesis in the planktonic foraminifera // Palaios. 2001. Vol. 16. P. 507–523.
- Kennett J.P., Stott L.D. Proteus and Proto-Oceanus: Ancestral Paleogene Oceans revealed from stable isotopic results; ODP Leg 113 // College Station, TX (US Government Printing Office, Washington, SC), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds. P.F. Barker, J.P. Kennett et al. 1990. Vol. 113. P. 865–880.
- Kennett J.P., Stott L.D. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. Vol. 353. P. 225–229.
- Knox R.W.O'B. The Late Paleocene to Early Eocene ash layers of the Danish Mo-clay (Fur Formation): Stratigraphic and tectonic significance // Geology and Palaeontology of the Mo-Clay / Eds. E. Thomsen, S.A.S. Pedersen. Aarhus: Geoscience. 1997. Vol. 6. P. 7–11.
- Knox R.W.O'B., Robert W. Kaolinite influx within Paleocene-Eocene boundary strata of western Europe: (Extended abstract) // Newslett. Stratigr. 1998. Vol. 36. P. 49–53.
- Koch P.L., Clyde W.C., Hepple R.P. et al. Carbon and oxygen isotope records from paleosols Spanning the Paleocene-Eocene boundary, Bighorn Basin, Wyoming // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 49–64 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Koch P.L., Zachos J.C., Dettman D.L. Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn basin (Wyoming, USA) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1995. Vol. 115. P. 61–89.
- Kodina L.A., Huang Y., Gavrilov Yu.O. et al. Environment of Upper Paleocene black shale deposition in Southern Russia and adjacent regions as revealed by isotope and biomarker study // Developments and applications to energy, climate, environment and human history / Eds. J.O. Grimalt, C. Dorronsoro. Organic Geochemistry: Selected papers from the 17th Intern. Meet. on organic geochemistry, Donostia-San Sebastian, The Basque Country, 4th–8th Sept. 1995. 1995. P. 192–194.

- Krause D.W., Maas M.C.* The biogeographic origins of Late Paleocene-Early Eocene mammalian immigrants to the Western Interior of North America // Down of the age of mammals in the northern part of the Rocky Mountain interior, North America / Eds. T.M. Bown, K.D. Rose. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 243. 1990. P. 71–105.
- Kroopnick P.* The distribution of C-13 of TCO₂ in the world oceans // Deep-Sea Res. 1985. Vol. 32. P. 57–84.
- Lamontagne R.A., Swinnerton J.W., Linnenbom V.J., Smith W.D.* Methane concentrations in various marine environments // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 73. P. 5317–5324.
- Lu G., Adatte T., Keller G., Nievez O.* Abrupt climatic, oceanographic and ecologic changes near the Paleocene-Eocene transition in the deep Tethys basin: The Alamedilla section, Southern Spain // Eclogae geol. helv. 1998. N 91. P. 293–306.
- Lu G., Keller G.* Ecological stasis and saltation: species richness change in planktonic foraminifera during the Late Paleocene to Early Eocene, DSDP Site 577 // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1995. Vol. 117, N 3/4. P. 211–227.
- Martin J.H., Coale K.H., Johnson K.S.* et al. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean // Nature. 1994. Vol. 371. P. 123–129.
- McKenna M.C.* Cenozoic paleogeography of North Atlantic land bridges // Structure and development of the Greenland-Scotland ridge / Eds. M.H.P. Bott et al. N.Y.: Plenum Press, 1983. P. 351–399.
- Monechi S., Angori E., Speijer R.P.* Upper Paleocene biostratigraphy in the Mediterranean region: Zonal markers, diachronism, and preservational problems // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 108–110.
- Oreshkina T.V., Oberhänsli H.* Diatom turnover in the Early Paleocene diatomite of the Sengiley section, Middle Povolzhie, Russia: A response to the initial Eocene thermal maximum? // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 169–180 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Orue-Etxebarria X., Apellaniz E., Baceta J.* et al. Physical and biostratigraphic analysis of two prospective Paleocene-Eocene boundary stratotype in the intermediate-deep water Basque Basin, Western Pyrenees: the Trabakus Pass and Ermua sections // Neues J.b. Geol. Paläontol. Abh. 1997. Vol. 201, N 2. P.179–242.
- Owens R.E., Rea D.K.* Sea floor hydrothermal activity links climate to tectonics: the Eocene CO₂ greenhouse // Science. 1985. Vol. 227. P. 166–169.
- Pardo A., Bolle M.-P., Keller G.* El evento bio-climático del tránsito P-E en el Paratethys boreal: data de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y foraminíferos planctónicos // Rev. Esp. Micropaleontol. 1999. Vol. 31. P. 91–96.
- Radionova E.P., Beniamovski V.N., Iakovleva A.I.* Early Paleocene transgressions: Stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 239–262 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Robert C., Kennet J.P.* Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence // Geology. 1994. Vol. 22, N 3. P. 211–214.
- Sanfilippo A., Nigrini C.* Upper Paleocene-lower Eocene deep-sea radiolarian stratigraphy and the Paleocene/Eocene series boundary // Late Paleocene-early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 244–276.
- Schmitz B., Asaro F., Molina E.* et al. High-resolution iridium, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, foraminifera, and nannofossil profiles across the Latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1997. Vol. 133. P. 49–68.
- Seto K., Namuro R., Niitsuma N.* Oxygen and carbon isotope records of the upper Maestrichtian to lower Eocene benthic foraminifers at Site 752 in the Eastern Indian Ocean // Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds. K.J. Peirs, L.K. Brass et al. 1991. Vol. 21. P. 885–888.
- Shackleton N.J.* Paleogene stable isotope events // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1986. Vol. 57. P. 91–101.
- Shackleton N.J., Hall M.A.* Carbon isotope data from 74 sediments // College Station, TX (US Government Printing Office, Washington, DC), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1984 / Eds. T.C. Moore, P.D. Rabinovitz et al. 1984. Vol. 74. P. 613–619.

- Speijer R.P., Morsi A.M. Ostracode turnover and sea-level changes associated with the Paleocene-Eocene thermal maximum // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 23–26.
- Speijer R.P., Samir A.M. *Globanomalina luxorensis*, a Tethyan biostratigraphic marker of latest Paleocene global events // *Micropaleontology*. 1997. Vol. 43. P. 49–60.
- Speijer R.P., Schmitz B. A benthic foraminiferal record of Paleocene sea level and trophic/redox conditions at Gebel Aweina, Egypt // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1998. Vol. 137, N 1/2. P. 79–101.
- Speijer R.P., Schmitz B., Luger P. Stratigraphy of the Late Paleocene events in the Middle East: Implications for low- to middle-latitude successions and correlations // *J. Geol. Soc. London*. 2000. Vol. 157. P. 37–47.
- Steinck P.L., Thomas E. The Latest Paleocene crisis in the deep sea: Ostracode succession at Maud Rise, Southern Ocean // *Geology*. 1996. Vol. 24, N 7. P. 583–586.
- Sutherland H.E., Calvert S.E., Morris R.J. Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediment from the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean Sea: Mineralogy and chemical composition // *Marine Geology*. 1984. Vol. 56, N 1/4. P. 79–92.
- Thomas E. Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica) // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Vol. 113 / Eds. P.F. Barker, J.P. Kennett et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Washington, DC), 1990. P. 571–594.
- Thomas E. Extinction and food at the seafloor: A high resolution benthic foraminiferal record across the initial Eocene thermal maximum, Southern Ocean Site 690 // *Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene* / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 319–332 (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; N 369).
- Thomas E., Shackleton N.J. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies // *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe* / Eds. R.W.O'B. Knox, R.M. Corfield, R.E. Dunay. *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1996. N 101. P. 401–441.
- Thomas D.J., Bralower T.J. New evidence for subtropical warming during the late Paleocene thermal maximum: Stable isotopes from Deep Sea Drilling Project Site 527, Walvis Ridge // *Paleoceanography*. 1999. Vol. 14, N 5. P. 561–570.
- Thomas D.J., Bralower T.J., Jones C.E. Neodymium isotopic reconstructions of the late Paleocene-early Eocene thermohaline circulation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 209. P. 309–322.
- Van Morkhoven F.P.C., Berggren W.A., Edwards A.S. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera, Elf-Aquitaine, Pau (France), 1986. 421 p.
- Warwick P.D., Johnson E.A., Khan I.H. Collision-induced tectonism along the northwestern margin of the Indian subcontinent as recorded in the Upper Paleocene to Middle Eocene strata of central Pakistan (Kirthar and Sulaiman Ranges) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1998. Vol. 142. P. 201–216.
- Wenger L.M., Baker D.R. Variation in organic geochemistry of anoxic-oxic black shale-carbonate sequences in the Pennsylvanian of the Midcontinent, U.S.A // *Org. Geochem.* 1986. Vol. 10, N 1/3. P. 85–92.
- Williams C.A. An oceanwide view of Paleogene plate tectonic events // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1986. Vol. 57. P. 3–25.
- Wing S.L. Global warming and Plant species richness: A case study of the Paleocene/Eocene boundary // *Biodiversity II: Understanding and protecting our biological resources*. Wash. (D.C.): Nat. Acad. Press, 1997. P. 163–185.
- Wing S.L., Alroy J., Hickley L.J. Plant and mammal diversity in the Paleocene to early Eocene of the Bighorn Basin // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1995. Vol. 115. P. 117–156.
- Wing S.L., Harrington G.J. Floral response to rapid warming in the earliest Eocene and implication for concurrent faunal change // *Paleobiology*. 2001. Vol. 27. P. 539–562.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L.C. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A. Global biosphere event at the Paleocene-Eocene boundary

The global biosphere event at the Paleocene-Eocene boundary was an episode of extremely rapid and significant warming unparalleled in Phanerozoic record. This event occurred during vigorous sea-level fall followed by very rapid regression. The marine and terrestrial sediments of this interval are characterized by significant negative $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ excursions. The base of $\delta^{13}\text{C}$ excursion is taken to be the Paleocene-Eocene boundary. The critical events was accompanied by changes in oceanic and atmospheric circulation, significant turnover in marine and terrestrial ecosystems, sedimentation, organic and inorganic geochemistry and mineral composition of sediments. A comparison of earlier biotic crises shows many common as well as specific features. The general scenario of development of this event, which combines its manifestations in different environment, is suggested.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году
Вып. 565

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

Ответственные редакторы:
Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской



МОСКВА НАУКА 2004

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932

Vol. 565

MODERN PROBLEMS of GEOLOGY

Responsible Editors:

Yu.O. Gavrilov, M.D. Khutorskoy



MOSCOW NAUKA 2004

Редакционная коллегия:

*М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин,
М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

доктор физико-математических наук *Л.И. Лобковский*,
доктор геолого-минералогических наук *А.Я. Шараскин*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – ISSN 0002-3272

Вып. 565: Современные проблемы геологии; отв. ред.: Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. – М.: Наука, 2004. – 647 с.; ил. – ISBN 5-02-033742-0 (в пер.)

Сборник статей посвящен 70-летию крупнейшего российского геолога, академика Юрия Георгиевича Леонова. Публикуются статьи, охватывающие широкий спектр проблем геодинамики, тектоники, литологии, вопросов развития биосферы, формирования полезных ископаемых. Материалы сборника дают представление о состоянии приоритетных направлений современной геологии, о нередовых научных идеях в области наук о Земле. Подводятся итоги основных достижений теоретической геологии в XX веке, и дается прогноз развития многих направлений геологии в XXI веке.

Editorial Board:

*M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin,
M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy*

Reviewers:

L.I. Lobkovsky, A.Ya. Sharaskin

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publisher Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. – ISSN 0002-3272

Vol. 565: Modern Problems of Geology; ed. by Yu.O. Gavrilov, M.D. Khutorskoy. – Moscow: Nauka, 2004. – 647 p.; il. – ISBN 5-02-033742-0

The current volume of papers is devoted to the 70th birthday of the outstanding Russian geologist, academician Yuri Georgievich Leonov. The papers, included in the volume, embrace a wide range of recent geodynamic, tectonic, and lithological problems, as well as those related to the biosphere development and formation of mineral resources. The materials presented in the volume provide an insight into the state of priority issues in modern geology and innovative scientific ideas in the field of Earth sciences. The main achievements in the theoretical geology of the XX century have been summed up and prognosis has been given for further development of many geological fields in the XXI century.

ISBN 5-02-033742-0

© Российская академия наук и издательство “Наука”, продолжающееся издание “Труды Геологического института РАН” (разработка, художественное оформление), 1932 (год основания), 2004