

**ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ СОБЫТИЯ НА ВОСТОКЕ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ.
СТАТЬЯ 2. СОБЫТИЯ РУБЕЖЕЙ СЕНОМАН/ТУРОН
И МААСТРИХТ/ДАНИЙ¹**

Д. П. Найдин

В пределах восточной части Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) расположены разрезы, изучение которых доставляет важную информацию по двум рубежам: сеноман/турон (С/Т) и маастрихт/даний (М/Д). Геологические и биологические события, происходившие на этих рубежах, в настоящее время привлекают внимание исследователей различного профиля.

Рубеж сеноман/турон

Для мела установлено несколько уровней ОАЕ (Oceanic Anoxic Events — океанические бескислородные события) (см. рис. 3 в статье 1). К рубежу С/Т приурочено событие ОАЕ2 [20—22, 25, 26, 39, 47]. Следы ОАЕ2 ранее были обнаружены в Горном Крыму [1, 7]. В настоящее время получены новые данные по крымским разрезам. Один из разрезов вскрыт оврагом Аксудере в нескольких километрах к юго-востоку от г. Бахчисарая. Здесь в сеноман-туронской толще светлоокрашенных, почти белых известняков и мергелей расположена пачка «черных прослоев» мощностью 0,7—0,8 м (рис. 1). Пачка представлена серыми, темно-серыми, черными ламинированными мергелями. В пачке почти полностью отсутствуют признаки биотурбации. Лишь веточки *Chondrites* развиты в некоторых прослоях. Макрофоссилии представлены костными остатками и чешуей костистых рыб [1]. Совершенно неопределимый отпечаток спирально свернутого аммонита диаметром 5 см был найден в слое 5.

Пачка лежит непосредственно ниже известняков слоя 9, содержащих остатки *Ipsoceras* ex gr. *labiatum*. На этом основании она относится к терминальному сеноману. Это заключение подтверждается микропалеонтологическими данными.

Наиболее важной особенностью пачки «черных прослоев» является ее обогащение органическим углеродом. Содержание общего C_{org} в ней колеблется от 0,12—0,16 до 5,9—7,2% (рис. 1). Некоторые прослой содержат повышенные концентрации Cu , Zn , V и некоторых других биофильных металлов.

По своему стратиграфическому положению пачка может быть сопоставлена с пленусовыми мергелями Юго-Восточной Англии [34]. Пленусовые мергели являются наиболее полно палеонтологически изученным уровнем ОАЕ2. Поэтому разрез С/Т Юго-Восточной Англии можно рассматривать в качестве эталонного.

В другом крымском разрезе — разрезе Сухой Лог (правобережье р. Бельбек) — некоторое обогащение C_{org} до 1,5% обнаружено в сло-

¹ Статья 1. «События мелового периода в океанах и морях» опубликована в Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 5. С. 14—30.

ях верхнего сеномана, лежащих стратиграфически ниже пачки «черных прослоев» разреза Аксудере. На р. Басс (Чечня) в нижнем туроне расположены прослои черных мергелей, в которых содержание $C_{орг}$ достигает 15%. Нижнетуронский ананурский горизонт, прослеживаемый на южном склоне Большого Кавказа, также характеризуется значительными концентрациями $C_{орг}$ (более 10%).

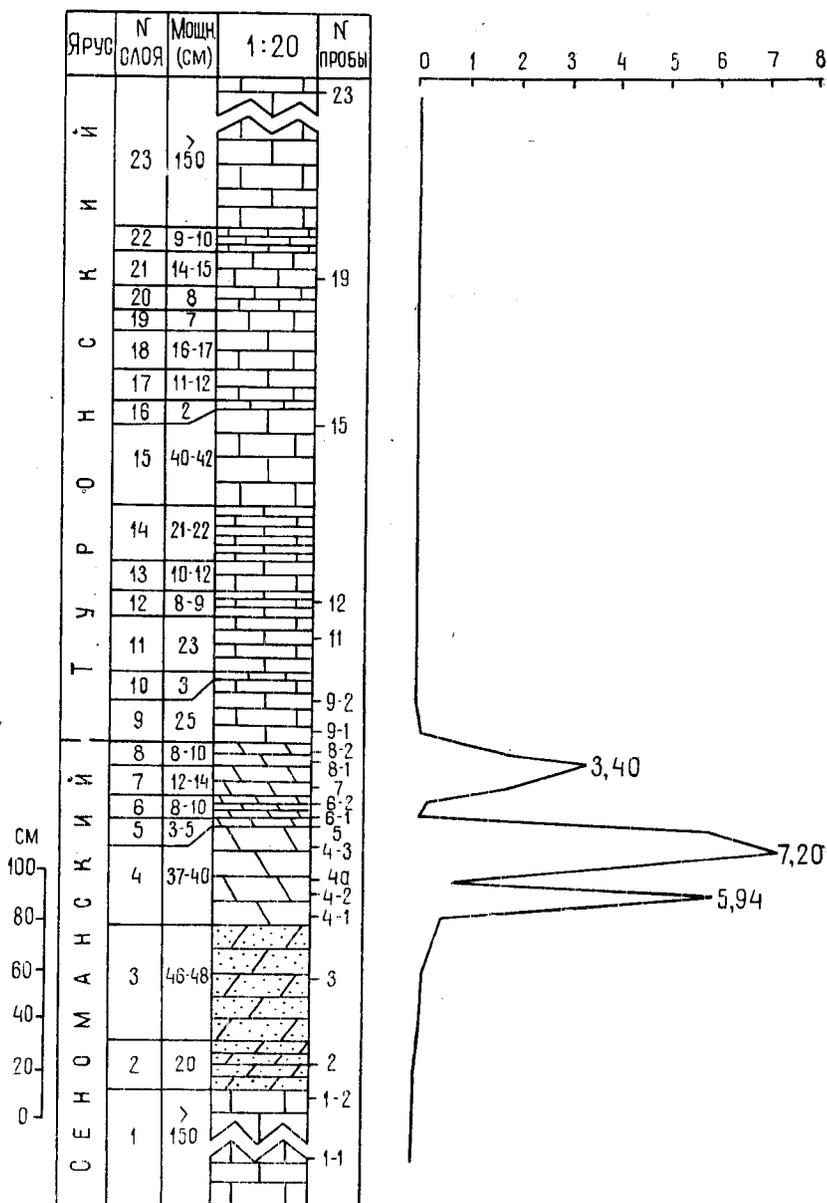


Рис. 1. Содержание $C_{орг}$ (%) в пограничном интервале сеноман-турон разреза Аксудере, Крым

По-видимому, событие ОАЕ2 состояло из нескольких фаз аноксии. Основная фаза происходила в самом конце сеноманского века. Ей соответствуют пленусовые мергели Англии, горизонт Бонарелли Се-

верной Италии, горизонт Томель юго-востока Франции, пачка «черных прослоев» Крыма. Как до, так и после основной фазы возникали условия, благоприятствовавшие развитию дефицита кислорода в придонных участках моря.

В литературе предлагаются различные модели возникновения океанических бескислородных событий вообще и ОАЕ2 в частности [20—22, 34, 39, 47]. Все их разнообразие можно свести к двум основным группам. Первая — дефицит кислорода развивается на дне бассейна и затем, постепенно поднимаясь, охватывает толщу воды; некоторые модели этой группы допускают весьма широкое развитие аноксии. Ко второй группе должны быть отнесены модели периодического и локального развития стагнации на дне бассейна. Модели обеих групп поступление органического материала на дно связывают с продуктивностью пелагиали. Не исключается в ограниченном масштабе снос органики с суши.

Общим для всех концепций возникновения аноксии является признание глобального развития в океаносфере вялой циркуляции, замедления, ослабления и даже временами полного прекращения вертикального перемешивания водной толщи. Такие условия могли возникать при эвстатических трансгрессиях, приводящих к расширению эпиконтинентальных морей и общему углублению.

По материалам крымских разрезов, дополненных сведениями о развитии аноксии в других регионах, разработана модель, графически представленная на рис. 2.

Во вторую половину сеноманского века происходило заметное углубление моря, связанное с развитием глобальной эвстатической трансгрессии. Углубление очень четко регистрируется в крымских разрезах как литологическими, так и палеонтологическими показателями. Развившаяся общая вялая циркуляция привела к локальному возникновению условий дефицита кислорода. Этими условиями были особенно рельефа дна и характер динамики водной толщи.

Весьма важная особенность отложений, накапливавшихся во время ОАЕ, заключается в их ритмичности: в разрезах отмечается чередование прослоев, в различной степени обогащенных S_{org} [7]. Как и у всех ритмично построенных планктоногенных карбонатных толщ, их формирование зависело от климатических флуктуаций, приводивших к колебаниям интенсивности биопродуктивности пелагиали. В результате на дно поступали меняющиеся количества отмершей биомассы. Возникало чередование окислительных и восстановительных условий в придонной зоне. В свою очередь климатические флуктуации отражали астрономические циклы Миланковича: циклы прецессии (19—23 тыс. лет), наклона эклиптики (41 тыс. лет) и эксцентриситета земной орбиты (100 тыс. лет) [7]. В предлагаемой модели условно предположено действие первых двух циклов. Пока мы не располагаем знанием соответствия типов ритмичности отдельным циклам Миланковича.

Исследования по ОАЕ2 востока ЕПО еще далеки от завершения. Для определения стратиграфически точного положения отдельных горизонтов ОАЕ2 должна быть проведена корреляция разрезов востока ЕПО с зарубежными разрезами пограничья С/Т. Для этого должны быть привлечены все возможные группы фоссилий: фораминиферы, известковистый нанопланктон, радиолярии, остракоды, динофлагеллаты. При осуществлении корреляции важное значение имеет привязка к разрезам находок ростров вида *Actinocamax plenus* и его подвидов. Вид обладает двумя признаками, позволяющими отнести его к категории архистратиграфических. Во-первых, его биозона (т. е. прослежен-

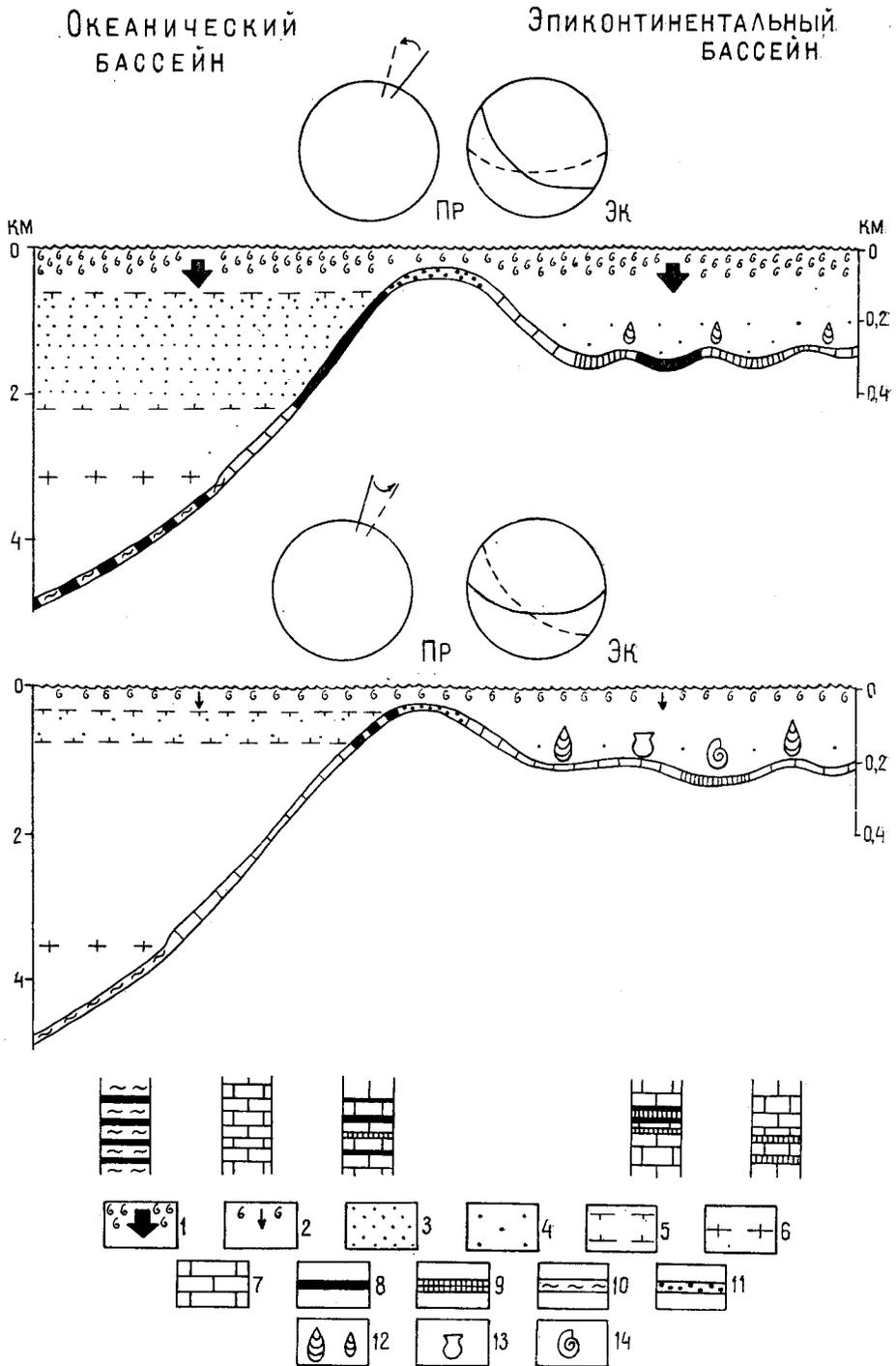


Рис. 2. Модель развития дефицита кислорода (аноксии) и его отражения в осадках океанического и эпиконтинентального бассейнов. Водная толща: 1 — высокая поверхностная продуктивность, обильное поступление органического материала на дно; 2 — низкая поверхностная продуктивность; 3 — анаэробные условия, содержание $O_2 < 0,1$ мл/л; 4 — дизэробные условия, содержание O_2 0,1—1,0 мл/л; 5 — границы зо-

ное вертикальное распространение) крайне узка. Во-вторых, вид известен на всем пространстве ЕПО от Англии на западе до Копетдага на востоке. Недавно единичные ростры вида были найдены к востоку от ЕПО в пределах Среднеазиатской провинции Средиземноморской палеобиогеографической области в разрезе хр. Койкитау (низовья р. Кафирниган на границе с Афганистаном) [2].

Опыт зарубежных коллег свидетельствует о первостепенной роли изотопных данных в реконструкции условий ОАЕ [20—22, 26, 34, 47]. Уже получены пока предварительные результаты определения изотопного состава кислорода и углерода CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ разреза Аксудере.

Рубеж маастрихт/даний

К настоящему времени накоплены обширные и разнообразные материалы о событиях рубежа маастрихт/даний. В данной статье основное внимание уделено изложению материалов по Мангышлаку и их интерпретации в свете имеющихся данных по другим регионам. Предлагается экологическая модель биологических и геологических событий, происходивших на этом рубеже.

Результаты изучения разрезов Мангышлака. Описание отложений, пограничных между мелом и палеогеном Мангышлака, содержится в работах [6, 8—13, 44]. Отложения представлены эпиконтинентальными карбонатами, которые формировались в мелководных условиях. Глубины накопления осадков не превышали 50—200 м, а временами были еще меньшими, достигая условий фиталии. Бассейны с такими глубинами были отнесены к категории сверхмелководных [13, с. 83].

Характерной особенностью карбонатной толщи Мангышлака является наличие весьма небольших перерывов типа «твердого дна» и прослоев так называемых «глин» [6, 11, 13]. Выделяются два типа разрезов. К первому типу относятся разрезы, в которых кровля маастрихта представлена наиболее крупным и четко выраженным в регионе образованием «твердого дна», отмеченным стратиграфически небольшим перерывом между маастрихтом и данием. Разрезы этого типа развиты на южном склоне хр. Северный Актау. Контакт М/Д вследствие отсутствия «твердого дна» выражен необычайно резко.

В разрезах второго типа на контакте М/Д развит прослой «пограничных глин» [6, 10, 12, 13]. По своему общему облику «пограничные глины» не отличаются от обычных для карбонатных толщ прослоев «глин», но имеют два существенных отличия. Во-первых, они разделяют отложения, содержащие совершенно различные комплексы макро- и микрофауны — маастрихтский и датский. Во-вторых, в них определены повышенные концентрации иридия. Разрезы второго типа прослеживаются на протяжении многих десятков километров по северной периферии хр. Северный Актау в полосе перехода к Бузачам. Были изучены разрезы Кошак и Кызылсай, расстояние между которыми 60 км.

ны кислородного минимума; 6 — критическая (компенсационная) глубина накопления карбонатов. Осадки: 7 — карбонатные фораминиферовые и нанопланктонные илы; 8 — илы, обогащенные $\text{C}_{\text{орг}}$; 9 — илы, содержащие некоторые количества $\text{C}_{\text{орг}}$; 10 — глубоководные «коричневые глины»; 11 — прибрежные осадки. Моллюски, обитавшие на дне и в придонной зоне воды: 12 — иноцерамы; 13 — другие двустворки; 14 — аммониты. Вариации земной оси: Пр — прецессия; Эк — наклонение эклиптики

Расстояние между разрезами указанных двух типов на протяжении западного отрезка хр. Северный Актау не превышает 20—30 км.

Нахождение почти рядом разрезов двух типов — одна из особенностей маастрихт-датской карбонатной толщи Мангышлака. В подавляющем большинстве других регионов (включая океаны) наиболее обычен контакт М/Д первого типа при весьма незначительном стратиграфическом hiatus и отсутствии углового несогласия между маастрихтом и данием. Разрезы второго типа встречаются значительно реже.

Литологический состав пород на рубеже М/Д существенно меняется: маастрихт — это преимущественно песчаный мел белого цвета, тогда как даний сложен крепкими желтовато-серыми известняками, в основании которых местами развит белый грубый мел. Смена литологического состава выражена весьма четко не только в разрезах с «твердым дном», но и в разрезах с «пограничными глинами».

Палеонтологический состав маастрихтского мела и датских известняков резко различен. Аммониты и белемниты исчезают на рубеже М/Д, меняются комплексы брахиопод и двустворок. Иглокожие (морские ежи и морские лилии) весьма обильны как в маастрихте, так и в дании, однако маастрихтские и датские их комплексы существенно различны [12].

Комплексы планктонных фораминифер, известковистого нанопланктона и остракод претерпевают на рубеже М/Д весьма радикальные изменения [12]. Отмечается их общее обеднение в нижних горизонтах дания по сравнению с подстилающими и покрывающими отложениями. «Пограничные глины», а также нижние 1,5 м известняков дания в разрезе Кызылсай и 2,5 м грубого мела и известняков кошаковского разреза практически не содержат планктонных фораминифер — это апланктонная зона, выделяемая и в других регионах мира. Было высказано предположение [12, с. 80], что апланктонная зона начала дания отражает интервал времени, когда весьма значительно снижена продуктивность пелагиали и морская биота еще не оправилась после потрясений, вызванных ее массовой гибелью. По К. Сю [33, с. 300], это стадия почти безжизненного (Strangelove — чуждого любви) океана. Ориентировочно интервал особенно низкой продуктивности оценивается от 80—88 до 117—147 тыс. лет [12].

Датские известняки Мангышлака, как и в разрезах Дании и Швеции, отличаются более высокой магnezиальностью по сравнению с маастрихтским мелом. Это отражает уменьшение от маастрихта к данию доли участия в карбонатакоплении низкомагnezиальных скелетных элементов кокколитофорид, что, вероятно, было связано со снижением общей продуктивности пелагиали [13].

Как и в других регионах мира, на Мангышлаке «пограничные глины» располагаются в пределах интервала обратной магнитной полярности [29]. Мощность отложений, охваченных этим интервалом в разрезе Кызылсай, всего лишь несколько десятков сантиметров [6, 41]. Между тем в разрезах других регионов мощность интервала измеряется метрами [19, 40]. Так, в опорном магнитостратиграфическом разрезе Губбио (Северная Италия) граница М/Д располагается в верхней части пачки мощностью 5 м, отвечающей магнитной зоне [29] обратной полярности. На Мангышлаке за счет наличия горизонтов «твердого дна» происходит сокращение мощности, но не номинативной полноты карбонатного разреза М/Д.

Повышенные концентрации иридия (от 1,3 до 6,5 нг/г) в «пограничных глинах» вначале были обнаружены в разрезе Кызылсай [5, 6,

13]. Затем концентрации порядка 2 нг/г и ударный кварц были установлены в разрезе Кошак [18]. В разрезе Кошак А. Саркар и др. [46] определили в «пограничных глинах» концентрацию иридия, достигающую 3,7 нг/г, что во много раз превышает его содержание (0,2 нг/г) как в подстилающих маастрихтских, так и в покрывающих датских отложениях. По определениям обеих лабораторий наибольшие концентрации иридия приурочены к нижней части прослоя «пограничных глин». Отмечается, что в отложениях непосредственного контакта с «пограничными глинами» (2 см ниже и 4 см выше их) содержание иридия несколько выше «фоновое» его содержания в маастрихте и дании. Это явление объясняется процессами перемешивания, происшедшими еще в осадке.

Важная роль в интерпретации физико-географических условий времени перехода от маастрихта к данию принадлежит изотопным данным. По разрезам Кошак и Кызылсай установлен общий негативный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ от маастрихтских средних значений 2,3—2,4‰ к средним значениям 1,4‰ для дания. Причем сдвиг происходит не на палеонтологически доказанной границе М/Д, т. е. на «пограничных глинах», а в 0,6—0,7 м выше их [10, рис. 2; 11, рис. 20].

Таким образом, по мангышлакским эпиконтинентальным карбонатам подтверждается установленное во многих регионах мира закономерное «облегчение» изотопного состава углерода от маастрихта к данию, что истолковывается как уменьшение продуктивности пелагиали в дании.

Изотопный состав кислорода датских известняков сдвинут в негативную сторону по сравнению с маастрихтскими значениями $\delta^{18}\text{O}$: от -2 к $-2,7 \div -2,8$ ‰, что можно трактовать как потепление в дании примерно на 3° . Сдвиг значений $\delta^{18}\text{O}$, как и для $\delta^{13}\text{C}$, происходит несколько выше «пограничных глин».

Принципиально важными представляются результаты изотопных определений интервала перехода маастрихт/дания. Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ испытывают некоторые колебания, отличные от средних маастрихтских и датских цифр. Так, в разрезе Кошак для верхних 0,8 м маастрихтского мела значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от 1,95 до 2,46‰, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $-1,75$ до $-2,16$ ‰. В 0,8 м грубого мела основания дания $\delta^{13}\text{C}$ меняется от 1,61 до 2,28‰, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $-0,66$ до $-0,89$ ‰ (расщепляющийся прослой «глин»); 0,6—0,7 м выше «пограничных глин» — до $-2,60$ ‰.

В разрезе Кошак из зоны непосредственного контакта М/Д были отобраны пробы в среднем через 1 см из самой верхней части маастрихтского мела (18 см) и основания датского грубого мела (12 см) (рис. 3). Получены практически не меняющиеся значения $\delta^{13}\text{C}$: 2,21—2,56‰ для маастрихта, такого же порядка для прослоя «пограничных глин» мощностью 1 см (2,22—2,51‰, 4 пробы), по датскому грубому мелу регистрируется незначительное снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ снизу вверх от 2,37—2,47 до 1,89—1,98‰.

Более заметны колебания цифр $\delta^{18}\text{O}$: в маастрихте от $-1,65$ до $-1,92$ ‰ (интервал 15—18 см ниже «пограничных глин»), от $-2,04$ до $-2,40$ (4—14 см), от $-1,39$ до $-1,68$ ‰ (самые верхние 3 см). В прослое «пограничных глин» $\delta^{18}\text{O}$ (по 4 замерам) $-1,02 \div -1,14$ ‰, такой же порядок цифр для нижних 3 см дания — от $-1,14$ до $-1,55$ ‰, а вот для промежутка 4—12 см выше «пограничных глин» определены заметно иные значения $\delta^{18}\text{O}$: от $-2,23$ до $-2,73$ ‰.

В обоих разрезах $\delta^{18}\text{O}$ «пограничных глин» сдвинута в позитивную сторону относительно как маастрихтских, так и датских значений. Ори-

ентировочно рассчитано, что поверхностная температура воды мангышлакского моря во время накопления «пограничных глин» была примерно на 4° ниже маастрихтских температур [10]. Возможно, еще одно

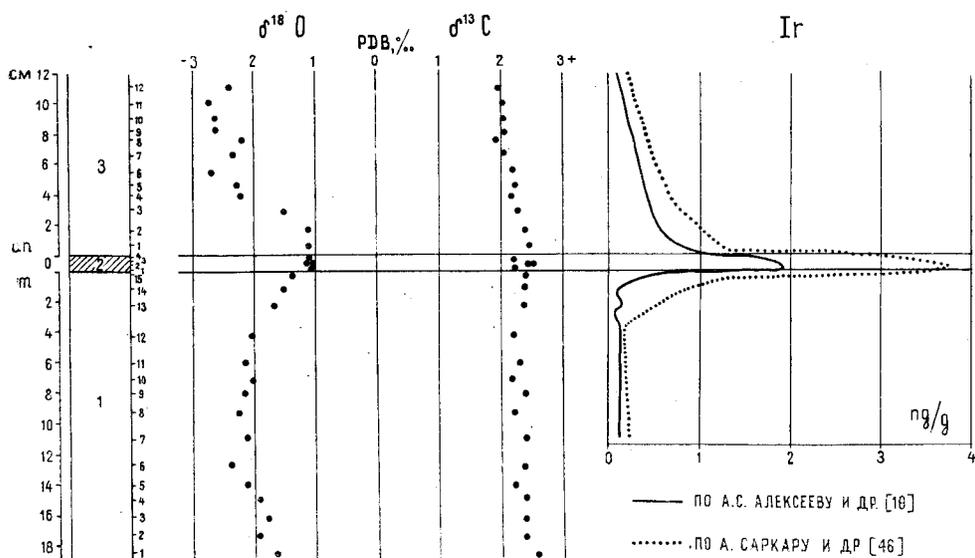


Рис. 3. Иридий, $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ на границе маастрихта (m) и дания (dn) в разрезе Кошак; 2 — «пограничные глин». 1/1 — 15, 2/1 — 4, 3/1 — 12 — номера проб для изотопных определений

снижение температуры следует связать с пиком наиболее положительных значений $\delta^{18}O$, регистрируемым в разрезе Кошак в расщепляющемся прослое «глин» 0,6—0,7 м выше границы М/Д. А. Саркар и др. [46] для «пограничных глин» разреза Кошак реконструируют наступление очень быстрого (1000 лет) похолодания. $\delta^{13}C$ в «пограничных глинах» кызылсайского разреза сдвинута в положительную сторону весьма незначительно по сравнению с маастрихтскими цифрами и несколько более заметно сравнительно с датскими цифрами $\delta^{13}C$ [13, рис. 22; 11, рис. 19].

В разрезе Кошак, как было указано выше, изотопный состав С «пограничных глин» не отличается от значений $\delta^{13}C$, полученных по пробам, отобранном непосредственно как ниже, так и выше их. Какие-либо изменения продуктивности пелагиали по значениям $\delta^{13}C$ не могут быть предположены. А. Саркар и др. [46] по разрезу Кошак также регистрируют весьма плавное изменение содержания ^{13}C в зоне перехода от маастрихта к данию, что свидетельствует о весьма постепенном изменении продуктивности. Содержание $C_{орг}$ в «пограничных глинах» и в прослое «глин» 0,6 м выше их очень невелико: 0,02—0,14%, что лишь незначительно выше фона для чистых карбонатов. Таким образом, по $C_{орг}$ и $\delta^{13}C$ в разрезе Кошак на рубеже М/Д «скачок» в продуктивности не регистрируется.

Здесь уместно привести результаты определения изотопного состава С и О в ритмично построенных толщах мел/известняк (мергель). В кампанских отложениях разреза Сулукапы (Мангышлак) значения $\delta^{18}C$ изменяются от 1,7 до 2,4‰, не проявляя заметной связи с каким-либо прослоем; $\delta^{18}O$ меняется от $-1,8$ до $-3,4$ ‰, причем для мергелей

—1,8÷—2,4, а для мела от —2,5 до —3,4‰. П. Дитчфилд и Дж. Маршалл [27] в сеноманском чередовании пластов мел/мергель юго-востока Англии определили колебания цифр $\delta^{13}\text{C}$ в узких границах: от 2,0 до 2,4‰, причем намечается приуроченность наибольших значений к мергелям. Колебания $\delta^{18}\text{O}$ более существенны: от —2,3÷—2,4‰ для мергелей и —3,2÷—3,3‰ для мела. Они рассчитывают наиболее высокие температуры формирования мергелей 22°, а мела 26,5°. Таким образом, температура формирования мела по экстремальным значениям $\delta^{18}\text{O}$ в среднем на 4,5° выше температуры накопления мергелей.

Приведенные сравнительные данные показывают, что, как и для перехода М/Д, значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются более контрастно по сравнению с $\delta^{13}\text{C}$. Заметим также, что приведенные выше ориентировочные значения температуры для рубежа М/Д не выходят за пределы температуры накопления толщ чередования мел/мергель. Каких-либо резких температурных «скачков» не было.

В статье Д. П. Найдина и С. И. Кияшко [10] приведен краткий обзор изотопных определений на границе М/Д в различных регионах мира. Была отмечена противоречивость результатов, опубликованных различными авторами: предполагается то «утяжеление», то «облегчение» значений $\delta^{18}\text{O}$ и соответственно делается заключение то о похолодании, то о потеплении непосредственно на рубеже М/Д. Точно так же и цифры $\delta^{13}\text{C}$ для границы М/Д предлагают различные, которые можно трактовать то как уменьшение, то, наоборот, как повышение продуктивности пелагиали. В статье была приведена оценка опубликованных изотопных материалов и рассмотрены причины их неопределенности.

Пересмотр опубликованных данных (включая новые, не охваченные упомянутым обзором) показал, что пики значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ точно на границе М/Д в значительной степени являются артефактом, возникающим вследствие генерализации изотопных цифр при их графической подаче. Так, в работе Дж. Моунта и его соавторов [42] на графике, где мощность дана в масштабе 1:2000 (т. е. в 1 см 20 м), резкие негативные пики $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ показаны точно на границе М/Д. Однако из текста (с. 89) следует, что пики негативных значений для кислорода располагаются в 15 см, а для углерода — в 8 см выше границы М/Д. Причем каждый из этих пиков состоит из нескольких меняющихся значений дельт.

Резкий негативный сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$, определенных по тонкой карбонатной фракции осадка на поднятии Шатского (северо-запад Тихого океана), происходит очень близко к границе М/Д, но не на самой границе [29]. Это не слишком заметно на графике, на котором мощность дана в метрах [29, фиг. 9С] (и поэтому можно трактовать как резкий скачок именно на границе), и очень четко видно на графике, данном в сантиметровом масштабе [29, фиг. 10].

Колебания изотопного состава С и О, установленные в разрезах океанов, происходили как до, так и после границы М/Д [54, 55]. Опубликованные цифры в своем большинстве, несомненно, реальные, но отражают изменчивость и нестабильность физико-географических условий рубежа М/Д. Сам прослой «пограничных глин» в разных регионах выражен различно. Если на Мангышлаке его мощность 1—2 см, то в разрезе Гредеро (Италия) 10 см [13, рис. 21], а на Копетдаге — порядка 15 см [18]. Не исключено, что объем «пограничных глин» разными исследователями понимается по-разному, что отражает региональные условия формирования «глин». Таким образом, уже во время накопления «пограничных глин» обстановка их образования региональ-

но не была одинаковой. Физико-географические условия изменялись в пространстве не только во время образования «пограничных глин», но как до, так и после их формирования, что и регистрируется изотопными определениями.

Интерпретация результатов изучения разрезов с «пограничными глинами» (рис. 4). Может быть набросан следующий эскиз сценария, происходившего на рубеже М/Д. В океанах и обширных эпиконтинентальных морях после «планктонного взрыва» [13] с турона и до маастрихта установилась устойчивая и в общем равномерная планктоногенная седиментация. Отложения верхнего мела сложены преимущественно скелетными элементами нанопланктона и в меньшей степени зоопланктона. Остатки бентоса и нектона не имели сколько-нибудь существенного породообразующего значения. Принос материала с суши в огромные пространства океанов и морей, удаленные от берегов, был ничтожным. В условиях теплого равномерного, не отличавшегося сезонной контрастностью климата позднего мела эрозия суши почти прекращалась. Начальная стадия формирования планктоногенных осадков связана с фотосинтезирующей деятельностью обитавших в верхних освещенных слоях воды автотрофных растений. Под воздействием световой энергии фитопланктон, потребляя CO_2 , продуцировал органическое вещество из солей азота, фосфора, кремния. Первичная продуктивность осуществлялась как бесскелетными, так и скелетными формами. Важнейшее значение имели представители фитопланктона, продуцировавшие известковистые и кремниевые скелетные элементы. Наиболее широко были распространены известковистые нанофоссилии, представлявшие собой остатки кокколитофорид (золотистые водоросли), которые для построения скелетных элементов извлекали из воды Ca^{2+} . Карбонатные сферы кальцисферулид местами были обычны. Диатомей и силикофлагеллаты (одноклеточные жгутиковые) формировали скелетные элементы из различных кристаллографических модификаций SiO_2 . Динофлагеллаты (перидинеи) в основном принадлежат органостенному микрофитопланктону, но бывают формы с известковистыми цистами [13, 53]. Таким образом, скелетные элементы ряда представителей фитопланктона принимают участие в формировании осадка. Особенно активны в процессах осадкообразования скелеты автотрофных организмов. В первую очередь должны быть упомянуты известковистые кокколитовые и кремнистые диатомовые илы.

Особо следует остановиться на месте, занимаемом в жизни пелагиали сверхмелкими одноклеточными организмами, объединяемыми в так называемый пикопланктон (размер 0,2—2 мкм). В его составе кроме гетеротрофов значительная роль принадлежит автотрофам. Показано, что в олиготрофных тропических зонах Атлантического океана автотрофный пикопланктон является метаболически активной компонентой, создающей до 60% всей общей первичной продукции [45]. Гетеротрофные представители пикопланктона также могли быть важным начальным звеном в трофических цепях. Так, установлено, что биомасса планктонных инфузорий иногда может быть равна биомассе остального зоопланктона. Часть продукции пелагиали и, следовательно, осадка создается скелетами представителей следующего звена пищевой цепи: гетеротрофными организмами — фораминиферами (CaCO_3) и радиоляриями (SiO_2).

В литературе существуют достаточно противоречивые оценки продуктивности современного океана. Что касается геологического прошлого, то А. Фишер высказался весьма определенно: «...на современном уровне развития науки совершенно невозможно определить палеопро-

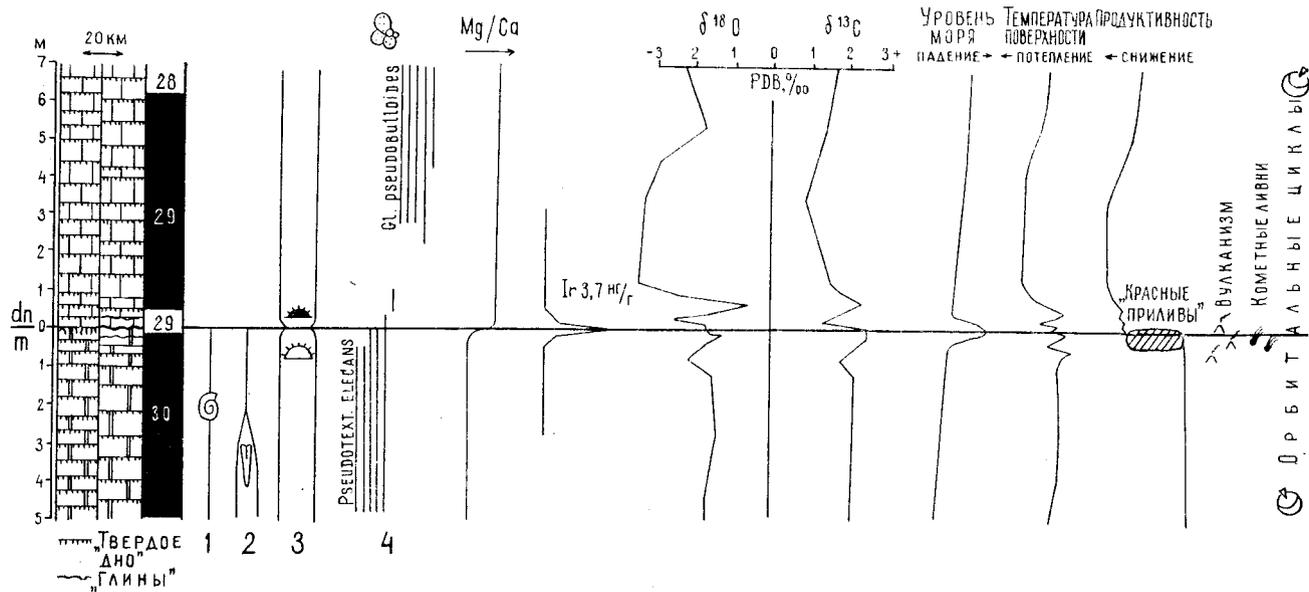


Рис. 4. Некоторые параметры разрезов пограничного интервала маастрихт/даний Мангышлака и их интерпретация: крайняя левая колонка — разрезы первого типа с «твердым дном» в кровле маастрихта (разрезы хр. Северный Актау); рядом — разрезы второго типа с «пограничными глинами» на контакте маастрихт/даний (разрезы Кызылсай и Кошак); магнитостратиграфическое расчленение разреза Кызылсай [41]; 1, 2, 3, 4 — распространение Кызылсай и Кошак); магнитостратиграфическое расчленение глинами» на контакте маастрихт/даний (разрезы аммонитов, белемнитов, морских ежей и планктонных фораминифер [12]; Mg/Ca — отношение магний/кальций в маастрихтских и датских отложениях [13]; Ir — содержание иридия в разрезе Кошак [46]; изотопные данные по разрезам Кызылсай и Кошак [10]

дуктивность» [17, с. 141]. Тем не менее для интерпретации событий рубежа М/Д необходимы хотя бы ориентировочные оценки морской продуктивности конца мезозоя. К подобной оценке можно подойти в сравнительном плане. Так, продуктивность в поздне меловую эпоху (особенно после «планктонного взрыва») была выше сравнительно с продуктивностью раннемеловой эпохи. Прежде всего потому, что акватории эпиконтинентальных морей в раннем мелу были значительно менее обширными по сравнению с поздним мелом.

Как можно судить по составу породообразующих компонентов верхнемеловых отложений, основная роль в продуцировании биомассы принадлежала известковистому нанопланктону и диатомовым и в меньшей степени зоопланктону. В условиях теплого климата позднего мела в океанах и обширных эпиконтинентальных морях продуктивность пелагиали не была высокой, скорее всего она отвечала олиготрофному режиму. В этой связи уместно привести новые данные о продуктивности олиготрофных зон современных океанов. Оказывается, что обычные методы определения продуктивности (в частности, радиоуглеродный) дают во много раз заниженные ее значения. Новые методы позволяют получить более достоверные величины продуктивности. Так, установлено, что в тропическом поясе Тихого океана темп продукции известкового нанопланктона оценивается 22—70 г·м⁻²/год [49]. В субтропической зоне Атлантического океана на каждом квадратном метре поверхности производится 55±5 г фотосинтетического $C_{орг}$, потребляемого различными организмами: от бактерий до китов, а продуцируемый кислород уходит в атмосферу [35, 38].

Эта актуалистическая информация приведена здесь для того, чтобы обратить внимание на два обстоятельства. Первое: в поздне меловых бассейнах карбонатная продуктивность пелагиали была достаточной для накопления в конечном счете отложений, мощность которых измеряется сотнями метров. Накопление извести обеспечивалось неисчерпаемыми количествами содержащегося в воде Ca^{2+} , а также CO_2 вулканического происхождения. Действовал основной закон карбонатакопления А. Б. Ронова [15, с. 103]: количество карбонатных осадков прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей.

Второе: в пелагиали существуют и, очевидно, существовали в прошлом организмы, не обладающие скелетными элементами и либо совсем не фоссилизирующиеся, либо оставляющие эфемерные следы в каменной летописи стратисферы. Поэтому их роль в жизни пелагиали прошлого трудно оценить. Можно лишь утверждать, что их роль была весьма значительной: они продуцировали органическое вещество, формировали низшее звено трофической цепи, участвовали в установлении баланса CO_2/O_2 .

В маастрихтском веке продуктивность была максимальной для поздне меловой эпохи. Доказательство такого предположения видится прежде всего в том, что из всего верхнего мела маастрихтские отложения характеризуются наибольшей мощностью и наиболее высоким темпом их образования [13, рис. 19]. Возросла продукция биомассы, что, по-видимому, было связано с некоторыми особенностями маастрихтской палеогеографии, выразившимися в частных трансгрессиях, осложнявших общую эвстатическую регрессию конца мезозоя, что можно связать с изменением циркуляции в океанах в результате их углубления [13, с. 51, 112]. Дж. Моунт и его соавторы [42] предполагают, что в океанах в позднем маастрихте началась смена экваториальной системы циркуляции полярной (см. ниже).

Общие палеогеографические условия в маастрихте были менее устойчивыми и равномерными, как в предшествующие века позднего мела. В раннем маастрихте происходило заметное похолодание вод эпиконтинентальных морей [13], тогда как в позднем маастрихте по изотопным данным разреза Цумая (Испания) намечается несколько фаз потепления [42].

Большинство исследователей, связывающих события рубежа М/Д с развитием пелагиали, объясняют возникновение биотического кризиса на этом рубеже резким снижением биопродуктивности пелагиали (М. Н. Брамлетт, Т. Ворзли, Г. Тэппен). Допускается, что падение биопродуктивности было вызвано исчерпанием питательных ресурсов океанов и морей в результате резкого снижения поступления биогенов с суши, рельеф которой, как предполагается, к концу мезозоя был сnivelирован.

Были высказаны возражения против изложенной концепции [13]. Подчеркивалось, что не следует преувеличивать роль континентального сноса в формировании запаса питательных веществ океанов и морей. Ресурсы биогенов гигантского резервуара океаносферы в основном пополнялись за счет эндогенных источников, а роль континентального сноса в этом процессе была ничтожной. К. К. Зеленов поступление с континентов биогенов называет «голодным пайком» и замечает, что если бы океанская биота довольствовалась этим «пайком», то «жизнь в океанах теплилась бы только у устьев рек» [3, с. 82].

Продуктивность от маастрихта к данию действительно снизилась. Темп образования датских карбонатов был ниже маастрихтского карбонатаокопления [13, рис. 19] не только в эпиконтинентальных бассейнах, но и в океанах. Так, на поднятии Шатского (северо-запад Тихого океана) темп аккумуляции маастрихтских карбонатов был порядка $1,0-1,2 \text{ г/см}^{-2}/1000 \text{ лет}$, тогда как датских всего лишь $0,1-0,3 \text{ г/см}^{-2}/1000 \text{ лет}$. В дании уменьшилась фотосинтезирующая активность фитопланктона и, как следствие, уменьшилась общая продуктивность. Фитопланктон не продуцировал в таком же объеме, как в маастрихте, известковистый материал осадка [23]. Хотя число раковин фораминифер в 1 см^3 больше в датских осадках, чем в маастрихтских, но их раковины были меньшими по величине [29].

Датские карбонаты более магниезильны, что, очевидно, отражает сокращение содержания в их сложенной остатков наиболее важного продуцента планктоногенных карбонатов — известковистого нанопланктона. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в дании негативно смещены относительно изотопного состава карбонатов маастрихта (рис. 4).

Но вот резкость и внезапность снижения продуктивности именно на границе М/Д представляется сомнительной, о чем, в частности, свидетельствуют приведенные выше данные по $\delta^{13}\text{C}$. Вместе с тем, как многократно отмечалось, рубеж М/Д в развитии биоты представляется уникальным. Согласно концепции автора настоящей статьи [6, 13, 44], события рубежа М/Д готовились длительно. Нормальному развитию биоты (как и любому другому процессу развития) присуща естественная инерция. Тем не менее время от времени происходили скачки (что также достаточно часто бывает в развитии того или иного процесса), нарушавшие устоявшийся ход развития.

Предлагается дальнейшее обоснование концепции длительной подготовки в пелагиали океанов и морей событий рубежа М/Д. В конце маастрихта на огромных акваториях возникли условия, благоприятствовавшие развитию явления, близкого по своему характеру так называемым «красным приливам». Во время «красных приливов» происхо-

дит периодическое цветение (взрывное размножение) одного или немногих видов динофлагеллат, диатомей, сине-зеленых водорослей. Цветение охватывает преимущественно эвтрофные области океанов (в особенности зоны апвеллингов), где периодически взрывообразно возрастает продуктивность пелагиали, что приводит к накоплению в воде продуктов распада органики, развитию бактерий, возникновению дефицита кислорода и насыщению воды токсичными продуктами жизнедеятельности организмов, вызвавших явление. Эти организмы не обладали скелетными элементами и поэтому не оставили следов в каменной летописи. «Красные приливы» влекли за собой гибель морской биоты. Было высказано предположение [6, с. 9—10; 13, с. 115—117] о том, что образование прослоев «глин», и в первую очередь «пограничных глин», могло быть вызвано массовыми вспышками продукции бесскелетных форм. Вспышки приводили к уменьшению образования биогенного CaCO_3 и происходили при кратковременных понижениях температуры поверхностных вод, на что указывает повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ в прослоях «глин» (рис. 3).

Недавно А. Фишер [28] предложил весьма интересное объяснение особенностей рубежа М/Д. Как и гипотеза «красных приливов», его интерпретация опирается на процессы, происходившие в пелагиали. По Фишеру, биотический кризис на границе маастрихт/даний в океанах был вызван цветением (bloom) тасманитид (празиофитные водоросли), результатом которого были отравление и гибель эпипелагических сообществ. Цветение тасманитид наступало вследствие гиперфертилизации (сверхудобрения, перенасыщения питательными веществами) океанов при обильном приносе нитратов и нитритов кометными ливнями. Возникали кислотные дожди, океаны подвергались непосредственному воздействию «нитратного шока», на континентах ускорялись процессы выщелачивания, что приводило к интенсификации поступления питательных веществ в океаны. Гиперфертилизация усиливалась действием серно-кислотных дождей, возникавших при излиянии базальтов. Цветение тасманитид, вызвавшее биотический кризис, отражено в изотопной записи очень коротким позитивным сдвигом значений $\delta^{13}\text{C}$. Цветение сменилось крупным снижением продуктивности пелагиали, документированным негативными значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Основное различие гипотез «красных приливов» и гиперфертилизации заключается в том, что первая предполагает длительность и без вмешательства внешних сил подготовку явления, тогда как вторая цветение тасманитид связывает с катастрофическим действием внеземных факторов.

Возражения, которые могут быть высказаны против объяснения особенностей рубежа М/Д процессами, происходившими в пелагиали, униформистского плана: ныне, мол, подобные процессы не происходят. Обращение к океанографическим материалам последних лет показывает, что это возражение может быть оспорено. Так, в последние десятилетия резко возросло число губительных «красных приливов», вызванных антропогенной эвтрофикацией вод. Как подчеркивает В. В. Зернова [4], перед человечеством возникла еще одна глобальная проблема экологического порядка.

В содержательной статье Дж. Моунта и его коллег [42] высказано заслуживающее самого серьезного внимания предположение о возможности сравнения событий конца мелового периода с явлениями, происходящими в современных океанах. Их предположение основывается на результатах изучения разреза верхнего маастрихта Цумая (Испания). По разрезу они отмечают три негативных сдвига значений

как $\delta^{13}\text{C}$, так и $\delta^{18}\text{O}$. Четвертый негативный сдвиг приходится на границу М/Д. Негативные экскурсы связываются с эпизодами потепления и сокращения первичной продуктивности пелагиали. Возникновение теплых эпизодов они объясняют тем, что в позднем маастрихте началась смена меловой экваториальной системы циркуляции (доминировало погружение теплых соленых вод в обширных эпиконтинентальных морях, температурный градиент поверхность/дно и соответственно градиент экватор/полярные регионы были небольшими) кайнозойской полярной термогалинной системой (началось охлаждение полярных регионов и погружение охлажденных полярных вод), апвеллинги не проявлялись и происходило снижение пелагической продуктивности. По их мнению, при свертывании экваториальной системы океанической циркуляции периодически существенно расширялись области распространения теплых поверхностных слоев воды и подавлялись апвеллинги. Это, естественно, приводило к сокращению продуктивности. Развивались события, по своему характеру близкие современному явлению Эль-Ниньо, но значительно более масштабные.

Что такое явление Эль-Ниньо? Явление Эль-Ниньо, периодически происходящее у берегов Перу и Эквадора, отражает нарушение нормального для региона состояния океана и атмосферы и заключается в подавлении обычного для региона берегового холодного апвеллинга и резком потеплении поверхностных вод океана (на $10\text{--}14^\circ$) и находящихся над ними воздушных масс [16].

Явление обычно начинается в декабре и продолжается несколько месяцев. Эль-Ниньо 1982—1983 гг. началось раньше, а потепление распространилось на юг до берегов Чили, на север до берегов Северной Америки, охватило район Галапагосских о-вов. Резкое потепление во время развития Эль-Ниньо приводит к массовой смертности одних и уходу из региона других организмов. Нарушаются сложившиеся трофические связи, что приводит к гибели многих организмов. Эль-Ниньо сопровождается резким изменением погодных условий, что сказывается не только над океаном, но и над сушей. Эль-Ниньо 1982—1983 гг. пагубно отразилось на населении Галапагосских о-вов — на пресмыкающихся и птицах.

Эль-Ниньо (особенно такие крупные, как бывшее в 1982—1983 гг.) нарушает сложившиеся природные условия огромных пространств Мирового океана. Так, например, ослабление апвеллинга, потепление поверхностных вод, развитие «красного прилива», уход многих видов рыбы от Атлантического побережья Южной Африки связывают с влиянием Эль-Ниньо [16]. Нарушение системы взаимодействия океан/атмосфера приводит к развитию погодных аномалий на континентах. Резкое снижение количества атмосферных осадков и засушливые условия возникают в Австралии, Восточной и Северной Африке. Наоборот, в Северной и особенно в Южной Америке Эль-Ниньо приносит необычайно дождливую погоду; при этом значения температуры воздушных масс на протяжении года испытывают большие перепады. Естественно, подобные неустойчивые колебания погодных условий сказываются на сухопутной флоре и фауне.

Обращение к Эль-Ниньо позволяет сделать ряд выводов, которые могут быть использованы при интерпретации событий рубежа М/Д.

1. На весьма значительных по своей акватории участках Мирового океана (восточная периферия Тихого океана) возникают нарушения нормального (т. е. установившегося, обычного для региона) режима взаимодействия океан/атмосфера, приводящие к резкому изменению

привычных для морской биоты условий обитания; для многих представителей органического мира изменения являются катастрофическими.

2. Эти нарушения скоротечны, кратковременны (несколько месяцев) и проявляются с определенной периодичностью.

3. Нарушения (естественно, в ослабленной форме) распространяются на обширные пространства Мирового океана и за пределы региона непосредственного их возникновения.

4. Возникающие над океаном неизбежные перестройки воздушных масс отражаются на погодных условиях континентов, где они так же, как в океанах, ухудшают условия обитания многих представителей органического мира. Таким образом, вместе с пунктом 3 можно утверждать, что события, вызванные Эль-Ниньо, по существу, проявляются глобально.

5. В различных областях океанов и континентов резонансные события, связанные с Эль-Ниньо, изменчивы и разнонаправленны: на одних континентах засуха, тогда как на других идут ливневые дожди; на одном и том же континенте весна необычайно холодная, а осень столь же аномально теплая и т. д. и т. п.

Вовсе не исключено, что события, подобные Эль-Ниньо, многократно случались в истории Мирового океана, но пока не распознаются, так как, по-видимому, они были не такими грандиозными, как на рубеже М/Д.

Как известно, при объяснении особенностей рубежа М/Д кардинальное значение имеют палеонтологические материалы. Общеизвестно, что к рубежу М/Д происходило либо постепенное, либо ступенчатое исчезновение многих групп организмов. Градуалистический характер приближения биоты к рубежу находит все новые и новые подтверждения. Так, Э. Хэллем и К. Перш-Нильсен [30], отмечая необычайную отчетливость границы М/Д по микро- и нанопланктону, тем не менее подчеркивают, что к категории внезапных (sudden) ее отнести нельзя. Процесс вымирания планктонных фораминифер, по данным разреза Эль-Кеф (Тунис), был растянут во времени; в разрезе он фиксируется в интервале от 25 см ниже до 7 см выше геохимической границы с аномальными концентрациями иридия [36]. Смена комплексов маастрихтских и датских бентосных фораминифер в разрезе Эль-Кеф также не связана с геохимической границей [37].

На рубеже М/Д и на подходе к нему и какое-то время спустя не происходили направленные и выдержанные во времени процессы потепления или похолодания, осолонения или опреснения, углубления или обмеления. Потепления могли сменяться фазами похолодания. В одних регионах могло быть холоднее, чем в других.

Выше приводились данные Дж. Моунта и др. [42], согласно которым в позднем маастрихте (по разрезу Цумая, Испания) происходили три фазы потепления. Для Северной Пацифики реконструируется похолодание, начавшееся за несколько десятков тысяч лет до границы М/Д в высоких широтах и затем распространившееся в область низких широт [29]. По Дж. Захосу и др. [55], в указанном регионе похолодание началось за 200 тыс. лет до рубежа М/Д, а потепление примерно на 3° происходило через 600 тыс. лет после рубежа.

В конце маастрихта — начале датского века на земном лике сложились неустойчивые, изменчивые физико-географические условия, прежде всего климатические. Нестабильность условий весьма четко регистрируется изотопными записями. Нестабильность отражала

процессы, происходившие в гигантском водном резервуаре — океанах и морях. В терминальном маастрихте и в самом начале датского века на огромных пространствах Мирового океана развивались события, подобные, но отнюдь не тождественные явлениям Эль-Ниньо. Нетождественность их заключалась прежде всего в том, что они были более грандиозными по масштабу их проявления. На протяжении относительно короткого интервала времени периодически то в одной, то в другой части Мирового океана нарушалась динамическая система равновесия между океаном и атмосферой, изменялись направления ветров, возникали аномальные течения, ослаблялся или прекращался совсем подъем глубинных холодных вод, что приводило к потеплению поверхностных слоев воды и гибели пелагической биоты. Неоднократно повторявшиеся на протяжении геологически короткого (вероятно, первые десятки тысяч лет) промежутка времени нарушения динамического равновесия системы океан/атмосфера приводили к возникновению на просторах Мирового океана пагубных для биоты экологических обстановок (явления типа Эль-Ниньо, «красные приливы» и т. п.).

Разрезы с гиатусом на контакте маастрихт/даний. Выше отмечалось весьма широкое, по-видимому глобальное, распространение контакта М/Д, характеризующегося крайне небольшим стратиграфическим гиатусом, «твердым дном» в кровле маастрихта и отсутствием углового несогласия между маастрихтскими и датскими отложениями.

Возникновение подобного контакта связывают с процессами растворения CaCO_3 в результате предполагаемого возрастания на границе М/Д содержания углекислоты в атмосфере и океанах (М. Н. Брамлетт, Т. Ворзли, Г. Тэппен). Возрастание концентрации CO_2 Г. Тэппен объясняет резким сокращением ее фотосинтетического изъятия в результате катастрофического уменьшения массы фитопланктона [48]. Сходный механизм предлагает Д. М. Мак-Лин [43].

Морфологические особенности «твердого дна» в кровле маастрихта свидетельствуют о том, что в его формировании, помимо процессов растворения, участвовали также процессы размыва. Скоротечность процессов, проявившихся на огромных пространствах, заставляет искать иные объяснения возникновения гиатуса М/Д [6, 13, 44].

События перехода М/Д происходили на протяжении единого цикла карбонатного седиментогенеза. Э. Фогт [51] убедительно показал, что кокколито-мшанковые известняки дания естественным образом завершают карбонатную циклотему позднего мела. Как известно, позднемеловая эвстатическая трансгрессия в маастрихте сменилась эвстатической регрессией [9, 31, 50]. Но общая маастрихтская регрессия осложнялась локальными трансгрессиями. Маастрихт залегает трансгрессивно, а местами даже ингрессионно, на древних (вплоть до докембрийских) породах в ряде районов запада Евразии [13]. На уточненной эвстатической кривой П. Вейла [32; см. рис. 1 в статье 1] общая тенденция снижения уровня моря в маастрихте сопровождается двумя краткими циклами повышения и падения уровня.

Таким образом, в маастрихте на фоне общей регрессии происходили частные трансгрессии. Они, очевидно, могут быть увязаны с намеченными Дж. Моунтом и его соавторами [42] фазами потепления. Весьма вероятно, что так называемая *Pseudotextularia elegans*-трансгрессия, впервые установленная К. Вичером [52] в Европе по распространению тепловодных средиземноморских фораминифер и затем прослеженная на значительных пространствах ЕПО [12, 13], отвечает одной из фаз потепления.

Осложнение общей регрессии представляет также резкий регрессивный пик на рубеже М/Д в разрезах Туниса [24]. Именно этому пику соответствует рассматриваемый здесь гиатус М/Д (рис. 4).

Высказывалось предположение о возможности связать возникновение гиатуса со скоротечным уходом воды с континентов в результате импульсивного увеличения емкости котловины Тихого океана [6, 44]. Возможность такого объяснения подкрепляется заключением Ю. М. Пущаровского о том, что маастрихт-палеоценовое время было весьма тектонически активно. Предполагается, что в эту глобальную эпоху тектогенеза «движения (условно 65 млн лет назад) определили основные черты современного структурного облика и Атлантического океана, и Тихоокеанской области» [14, с. 13].

Локальные трансгрессии маастрихта, с одной стороны, и кратковременная регрессия рубежа М/Д — с другой, представляют дополнительные свидетельства общей нестабильности палеогеографических условий времени перехода от маастрихта к данию.

Заключение по экологической модели событий рубежа маастрихт/даний. Почему именно на границе М/Д развивались неустойчивые палеобиогеографические условия? Суть вопроса: почему граница М/Д так отчетливо обозначена в стратиффере геологическими и биологическими реперами, свидетельствующими о несомненной скоротечности (по меркам геологического времени) происходивших процессов? Если привлечение для объяснения катастрофического действия вземных сил освобождает геолога от ответа на этот вопрос (ибо вопрос следует переадресовать астрофизикам) и оставляет ему лишь заботу объяснения последствий катастрофы, то предлагаемая экологическая модель требует дать геологически обоснованный ответ, базирующийся на результатах анализа происходивших геологических и биологических событий.

Исключительность, уникальность рубежа М/Д состоит в том, что на протяжении геологически короткого интервала времени одновременно действовали различные геологические и биологические факторы, частично вступавшие во взаимодействие друг с другом. Факторы эти следующие: 1) особенности палеогеографии маастрихта, обусловленные сменой системы океанической циркуляции; 2) развитие фитопланктона; 3) вулканизм, происходивший, вероятно, импульсами; 4) импульс регрессии, вызванной тектоническими движениями океанического дна; 5) не исключено воздействие космических факторов, скорее всего в форме не одного, а нескольких кометных ливней, что могло привести к гиперфертилизации океана в смысле А. Фишера [28], однако без предполагаемого им «нитратного шока». До и после, а также на самом рубеже действовал сложный причинно-следственный механизм. Трудно объяснить происходившее тогда воздействием какого-либо одного фактора.

Рубеж М/Д представлял собой биогеоценотический перелом, который сам по себе, без привлечения действия вземных сил вызвал грандиозную глобальную экологическую катастрофу [6, 44]. В стратиффере были оставлены необычайно резко выраженные отметины в виде «пограничных глин» и стратиграфически незначительного гиатуса.

Пожалуй, основной вывод, который напрашивается после анализа новых и пересмотра имеющихся геологических и палеобиологических данных (с привлечением актуалистической информации), заключается в том, что к рубежу М/Д были приурочены неустойчивые палеогеографические условия. Особенности рубежа не формировались под воздействием какого-либо одного направленного процесса (похолодания

или, наоборот, потепления, регрессии или трансгрессии и т. д.). Они представляют собой суммарный эффект действия и взаимодействия многих факторов.

Нестабильность палеогеографии рубежа М/Д — наиболее характерная его черта. Сама по себе нестабильность пагубно сказывалась на биоте.

Анализ актуалистических материалов со всей очевидностью показывает, что перестройка атмосферной циркуляции в океанах вызывает погодные (климатические) осцилляции, сказывающиеся и на континентах. Это крайне важное заключение, ибо одним из самых сложных моментов интерпретации событий рубежа М/Д является доказательство их синхронности в морях и на суше. Подчеркнем: так сказать, первопричиной события, происходившие на рубеже М/Д, развивались в океаносфере, в Мировом океане.

Автор далек от мысли, что он раскрыл все действовавшие силы и условия их взаимодействия. Причинно-следственный механизм был необычайно сложным. Представленная модель всего лишь попытка хотя бы немного разобраться в работе этого механизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банников А. Ф., Федотов В. Ф., Найдин Д. П. и др. Teleostei верхнемеловых отложений Крыма//ДАН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 971—973.
2. Джалилов М. Р., Атабекян А. А., Корчагин О. А. и др. О крайнем восточном пункте находок поздне меловых белемнителлид в южных районах СССР//ДАН ТаджССР. 1986. Т. 29, № 10. С. 619—621.
3. Зеленов К. К. Океаническая вода как продукт вулканизма//Бюл. Вулканол. станции АН СССР. 1963. № 34. С. 51—55.
4. Зернова В. В. Океан обороняется физиологическим оружием//Природа. 1992. № 5. С. 38—41.
5. Назаров М. А., Барсукова Л. Д., Колесов Г. М. и др. Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов//Геохимия. 1983. № 8. С. 1160—1178.
6. Найдин Д. П. Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания//Иzv. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 9. С. 3—13.
7. Найдин Д. П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Ст. 2//Иzv. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 6. С. 29—43.
8. Найдин Д. П., Алексеев А. С., Беньямовский В. Н. и др. Граница маастрихт — даний в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа//ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 177—180.
9. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М., 1984. 163 с.
10. Найдин Д. П., Княшко С. И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных осадков пограничного интервала маастрихт/даний на Мангышлаке//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1989. № 6. С. 55—56.
11. Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф. Внутрiformационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М., 1988. 140 с.
12. Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф., Москвин М. М. и др. Макропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака//Иzv. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 17—25; № 12. С. 68—82.
13. Найдин Д. П., Похиялайнен В. П., Кац Ю. И. и др. Меловый период. Палеогеография и палеоокеанология. М., 1986. 262 с.
14. Пущаровский Ю. М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов//Геотектоника. 1992. № 3. С. 3—16.
15. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М., 1980. 79 с.
16. Федоров К. Н. Этот капризный младенец — Эль-Ниньо!//Природа. 1984. № 8. С. 65—74.
17. Фишер А. Два суперцикла фанерозоя//Катастрофы и история Земли. М., 1986. С. 133—155.
18. Alexseev A. S., Nazarov M. A., Naidin D. P. Maastrichtian/Danian «boundary clays» in Mangyshlak (Kazakhstan)//5th Intern. conference on global bioevents. Göttingen, 1992. Abstract volume. P. 6—7.
19. Alvarez W., Arthur M. A., Fischer A. G. et al. Tract section for the Late Cretaceous — Paleocene geomagnetic reversal time scale//Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 3. P. 367—389.
20. Arthur M. A., Dean W. E., Pratt L. M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary//Nature. 1988. Vol. 335, N 6192. P. 714—717.
21. Arthur M. A., Jenkyns H. C., Brumsack H.-J. et al. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences//Cretaceous Resources, Events and Rhythms/Ed. by R. N. Ginsburg, B. Beau-

doin. 1990. P. 75—119. 22. Arthur M. A., Schlanger S. O., Jenkyns H. C. The Cenomanian — Turonian oceanic anoxic event II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation//Mar. Petrol. Source Rocks/Ed. by J. Brooks, A. J. Fleet. Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 26. P. 401—420. 23. Arthur M. A., Zachos J. C., Jones D. S. Primary productivity and the Cretaceous/Tertiary boundary event in the oceans//Cretaceous Research. 1987. Vol. 8, N 1. P. 43—54. 24. Brinkhuis H., Zachariasse W. J. Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous — Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia//Mar. Micropal. 1988. Vol. 13, N 2. P. 153—191. 25. Brumsack H.-J., Thuro J. The geochemical facies of Black Shales from the Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE)//Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Universität Hamburg, 1986. Hf. 60. S. 247—265. 26. Dean W. E., Arthur M. A., Claypool G. E. Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal?//Mar. Geology. 1986. Vol. 70, N 1/2. P. 119—157. 27. Ditchfield P., Marschall J. D. Isotopic variation in rhythmically bedded chalks: Paleotemperature variation in the Upper Cretaceous//Geology. 1989. Vol. 17, N 9. P. 842—845. 28. Fischer A. G. Tasmanitid blooms, oil shales, biotic crises and holdids//Intern. symposium Geological events on Cretaceous — Paleogene boundary, Tbilisi, 1991. Abstracts. P. 13—14. 29. Gerstel J., Thunell R. C., Zachos J. C., et al. The Cretaceous/Tertiary boundary event in the North Pacific: planktonic foraminiferal results from Deep Sea Drilling Project site 577, Shatsky Rise//Paleoceanography. 1986. Vol. 1, N 2. P. 97—117. 30. Hallam A., Perch-Nielsen K. The biotic record of events in the marine realm at the end of the Cretaceous: calcareous, siliceous and organic-walled microfossils and macroinvertebrates//Tectonophysics. 1990. Vol. 171. P. 347—357. 31. Hancock J. M., Kauffman E. G. The great transgressions of the Late Cretaceous//J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136, pt 2. P. 175—186. 32. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//Science. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156—1166. 33. Hsü K. J. Environmental changes in times of biotic crisis. Dhalem Conferenc. Berlin, 1986. P. 297—312. 34. Jarvis I., Carson G. A., Cooper M. K. E. et al. Microfossil assemblages and the Cenomanian — Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event//Cretaceous Research. 1988. Vol. 9, N 1. P. 3—103. 35. Jenkins W. J. Oxygen utilization in North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems//Nature. 1982. Vol. 300, N 5889. P. 246—248. 36. Keller G. Extinction, survivorship and evolution of planktic Foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia//Mar. Micropal. 1988. Vol. 13, N 3. P. 239—263. 37. Keller G. Biotic turnover in benthic Foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia//Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1988. Vol. 66, N 3—4. P. 153—171. 38. Kerr R. A. Are the ocean's deserts blooming?//Science. 1983. Vol. 220, N 4595. P. 397—398. 39. Kuhnt W., Thuro J., Wiedmann J. et al. Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota//Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Universität Hamburg. 1986. Hf. 60. S. 205—246. 40. Mary C., Mareau M.-G., Orue-Etxebarria X. et al. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Cretaceous/Tertiary Sopolana section (Basque country)//Earth Planet. Sci. Letters. 1991. Vol. 106, N 1/4. P. 133—150. 41. Närdner N.-A., Naidin D. P. The Cretaceous/Tertiary boundary in Stevns Klint (Denmark) and Mangyshlak (USSR): a comparison based on paleomagnetic correlations//27th Intern. Geol. Congress, Moscow, 1984. Abstracts. Vol. 9, pt 2. P. 28—29. 42. Mount J. F., Margolis S. V., Showers W. et al. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Upper Maastrichtian, Zumaya, Spain: a record of oceanographic and biologic changes at the end of the Cretaceous Period//Palaios. 1986. Vol. 1, N 1. P. 87—92. 43. McLean D. M. Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions//Cretaceous Research. 1985. Vol. 6, N 3. P. 235—259. 44. Naidin D. P. The Cretaceous — Tertiary boundary in Mangyshlak, U.S.S.R//Geol. Mag. 1987. Vol. 124, N 1. P. 13—19. 45. Platt T., Subla Rao D. V., Irwin B. Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean//Nature. 1983. Vol. 301, N 5902. P. 702—704. 46. Sarkar A., Bhattacharya S. K., Shukla P. N. et al. High resolution profile of stable isotopes and iridium across a K/T boundary section from Koshak Hill, Mangyshlak//Terra Nova. 1992. Vol. 4. P. 585. 47. Schlanger S. O., Arthur M. A., Jenkyns H. C. et al. The Cenomanian — Turonian oceanic anoxic event. I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion//Mar. Petrol. Source Rocks/Ed. by J. Brooks, A. J. Fleet. Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 26. P. 371—399. 48. Tappan H., Loeblich jr. A. R. Evolution of the oceanic plankton//Earth-Science Reviews, 1973. Vol. 9, N 3. P. 207—240. 49. Thompson E. Seasonal variability in the production of Lower Cretaceous calcareous nanoplankton//Geology. 1989. N 8. P. 715—717. 50. Vail P. R., Mitchum jr. R. M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pt. 4: Global cycles of relative changes of sea level//Am. Assoc. Petroleum Geologists. 1977. Mem. 26.

P. 83—97. 51. Voigt E. Critical remarks on the discussion concerning the Cretaceous — Tertiary boundary//Newsletter Stratigraphy. 1981. Vol. 10, N 2. P. 92—114. 52. Wicher C. A. Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht//Geol. Jahrbuch. 1953. Bd 68. S. 1—25. 53. Willem's H. Dinoflagellaten-Zysten aus der oberkretazischen Schreikreide-Facies N.-Deutschlands (Coniac bis Maastricht)//Senckenberg. Lethaea. 1988. Bd 68, N 5—6. S. 433—477. 54. Zachos J. C., Arthur M. A. Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary event: inferences from stable isotopic and other data//Paleoceanography. 1986. Vol. 1, N 1. P. 5—26. 55. Zachos J. C., Arthur M. A., Dean W. E. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary//Nature. 1989. Vol. 337, N 6202. P. 61—64.

Московский
государственный университет

Поступила в редакцию
01.11.92

LATE CRETACEOUS EVENTS IN EAST EUROPEAN PALEOBIOGEOGRAPHIC PROVINCE 2. CENOMANIAN/TURONIAN AND MAASTRICHTIAN/DANIAN EVENTS

D. P. Naidin

In Crimea and Caucasus in some sections at the Cenomanian/Turonian boundary the beds enriched by C_{org} (up to 10—15%) occurs. They are correspond to OAE2 and associate with change of pelagic productivity that controlled by climatic fluctuations and Milankovitch cycles. In Mangyshlak two type of the Maastrichtian/Danian contact occurs: 1) with short hiatus and sharp hardground at top of Maastrichtian, and 2) with Ir-bearing «boundary clays». It is proposed that in the end Maastrichtian — early Danian time the unstable geographic (especially climatic) parameters existed that registered by isotopic signals. Numerous disturbances of oceanic circulation for short time resulted in fatal for marine biota ecological stresses (El Nino-like phenomena «red tides», etc.).