

УДК 551

ГРАНИЦА МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В РАЗРЕЗАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН): СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, БИОТА

© 2019 г. Ю. О. Гаврилов*, Е. А. Щербинина, Е. В. Щепетова,
О. В. Голованова, Б. Г. Покровский

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский переулок, 7
*E-mail: yugavrilov@gmail.com

Поступила в редакцию 19.04.2019 г.

В статье изложены результаты комплексного исследования отложений, приуроченных к границе мела и палеогена на Северо-Восточном Кавказе. Изучены два разреза — Охли и Губден (Горный Дагестан), вскрывающих толщи, которые накапливались в различных зонах палеобассейна; приведена их литолого-геохимическая характеристика. Анализ распределения в пограничных отложениях наннопланктона позволил уточнить положение границы мела и палеогена и выявить интервал отложений (переходная зона 1–2.5 м), накопление которых происходило в палеоэкологически неблагоприятных для биоты стрессовых обстановках. Установлены свидетельства значительного по амплитуде падения уровня моря в начале мел/палеогенового события, что привело к локальному размыву и переотложению маастрихтских карбонатных пород. В разрезе Охли в ассоциации глинистых минералов из переходной зоны установлено присутствие палыгорскита; здесь же в глинистом слое, залегающем на эрозионной кровле маастрихтских известняков, найдены локальные скопления копролитов (*Desaroda?*), а также округлые включения разного состава, которые, по-видимому, являются микроконкрециями. Убедительные свидетельства их импактной природы отсутствуют. Изученные разрезы, вскрывающие отложения мел/палеогенового события, имеют сходство с другими изученными разрезами этого события на смежной территории Северо-Восточного Перитетиса — в Южном Туркменистане и на полуострове Мангышлак.

Ключевые слова: мел/палеогеновая граница, Северо-Восточный Кавказ, наннопланктон, геохимия, микроэлементы, глинистые минералы, копролиты, микроконкреции, стрессовые обстановки, эвстатика.

DOI: 10.31857/S0024-497X20196497-517

Биосферное пограничное мел/палеогеновое событие отражено в осадочной летописи всех океанов и континентов в виде достаточно резких изменений биоты, литологических и геохимических характеристик отложений и катастрофического массового вымирания наземных и морских организмов. Присутствие обогащенного иридием прослоя на границе мела и палеогена во многих разрезах Мира [Alvarez et al., 1980; Smit, Nertogen, 1980; Sarkar et al., 1992; MacLeod et al., 2007; Schulte et al., 2010; Hull et al., 2011 и др.] стало основанием для выдвижения импактной (метеоритной) теории возникновения глобального кризиса. Альтернативной явилась гипотеза об усилении вулканической активности в течение этого краткого в геологическом масштабе интервала времени, которая привела к заражению атмосферы и океанических вод токсичными для биоты газами [McLean, 1985; Courtillot et al., 1986; Caldeira, Rampino,

1990; Glasby, Kundendorf, 1996; Keller, 2003; Keller et al., 2008 и др.].

Однако, несмотря на давнюю историю исследований этой границы, непротиворечивый и достаточно полный сценарий развития связанных с ней событий до сих пор не разработан. В частности, несмотря на большое количество полученной информации, остается нерешенной проблема продолжительности геологических и биотических событий на рубеже мела и палеогена и их корреляции: были ли эти события одноактными (как это подразумевает импактная теория) или включали несколько фаз? И если верно последнее, то как геологические и биотические события соотносились по времени? В связи с этим появление новых данных позволяет в том или ином аспекте дополнить характеристику мел/палеогеновой границы и приблизиться к более достоверной реконструкции происходивших в это время событий.

В настоящей статье приводятся детальная литолого-геохимическая характеристика пограничных мел/палеогеновых отложений из двух разрезов Северо-Восточного Кавказа (Горный Дагестан) и анализ особенностей распространения биоты наннопланктона на этом рубеже, позволяющие охарактеризовать динамику развития мел-палеогенового события в регионе.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пограничные меловые и палеогеновые отложения Дагестана исследовались с использованием различных аналитических методов. При их полевом изучении в обнажениях фиксировались особенности структуры толщ и седиментологические признаки, характеризующие обстановки осадконакопления, цикличность и т.д. В ходе лабораторных исследований был детально изучен состав пород — соотношение терригенных и карбонатных компонентов, минеральный состав карбонатного и глинистого материала, распределение в отложениях различных химических элементов, изменения изотопного состава углерода и кислорода. Важной задачей было выяснение особенностей поведения микробиоты (наннопланктона) и выявление последовательности биотических событий в ходе кризисных явлений, происходивших на рубеже мела и палеогена. Препараты для исследования наннопланктона были приготовлены, следуя стандартной технике [Bown, Young, 1998]. В качестве оптической среды использовался Norland Optical Adhesive 61. Изучение наннопланктона проводилось в поляризационном световом микроскопе Olympus BX41, для фотографирования препаратов использовалась видеокамера Unfinity X. Для комплексного изучения минералого-геохимических особенностей отложений отобрано около 100 образцов, выполнено более 140 анализов по определению химического состава пород. Аналитические работы проводились преимущественно в лабораториях Геологического института РАН: химико-аналитических исследований, геохимии изотопов и геохронологии, физических методов исследования породообразующих минералов. Определения CO_2 осуществлялись химически с использованием аппарата Кноппа-Фрезениуса [Методы ..., 1957]. Элементный анализ проб проведен в Аналитическом центре ФГБУН Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН с использованием атомно-эмиссионного анализа (ИСП-АЭС).

Рентгенофазовый анализ для получения данных о минеральном составе пород выполнен на дифрактометре D8 Advance (фирма Bruker). Изучение микровключений изометричной округлой формы осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа MV 2300, с приставкой INCA 200 для энергетического дисперсионного рентгеновского микроанализа. Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах использовался комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение проб и стандартов КН-2, IAEA C-O-1 и NBS-19 проводилось с помощью 100% H_3PO_4 при 50°C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$ и $\pm 0.1\text{‰}$.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Контакт меловых и палеогеновых отложений можно наблюдать во многих разрезах Дагестана, однако не везде пограничные слои представлены в достаточно полном объеме. Нами наиболее детально изучены два разреза: Губден ($42^\circ 33' 51.48''$ с.ш.; $47^\circ 32' 32.65''$ в.д.) и Охли ($42^\circ 32' 19.99''$ с.ш.; $47^\circ 08' 49.25''$ в.д.), расположение которых показано на (рис. 1). Между ними существуют как черты сходства, так и отличия, что связано с особенностями обстановок осадконакопления в разных частях палеоводоёма.

Характеризуя в целом отложения верхов маастрихта и нижней части дания Северо-Восточного Кавказа, отметим, что они сложены преимущественно карбонатными породами — известняками и мергелями. Соотношение этих пород по разрезу меняется: если в маастрихте преобладают известняки, то в дании увеличивается доля мергелистых известняков и мергелей.

Общей чертой для отложений этих толщ в разрезах Дагестана является седиментационная цикличность (рис. 2, рис. 3). Мощность циклитов в основном варьирует в пределах 1–3 м. В разрезе маастрихта нижние части циклитов сложены плитчатыми, часто неровнослоистыми пластами (толщина 8–15 см) серых мергелей и белых известняков с тонкими (доли см) прослойками глин или глинистых мергелей. Подошва и кровля пластов преимущественно ровная,

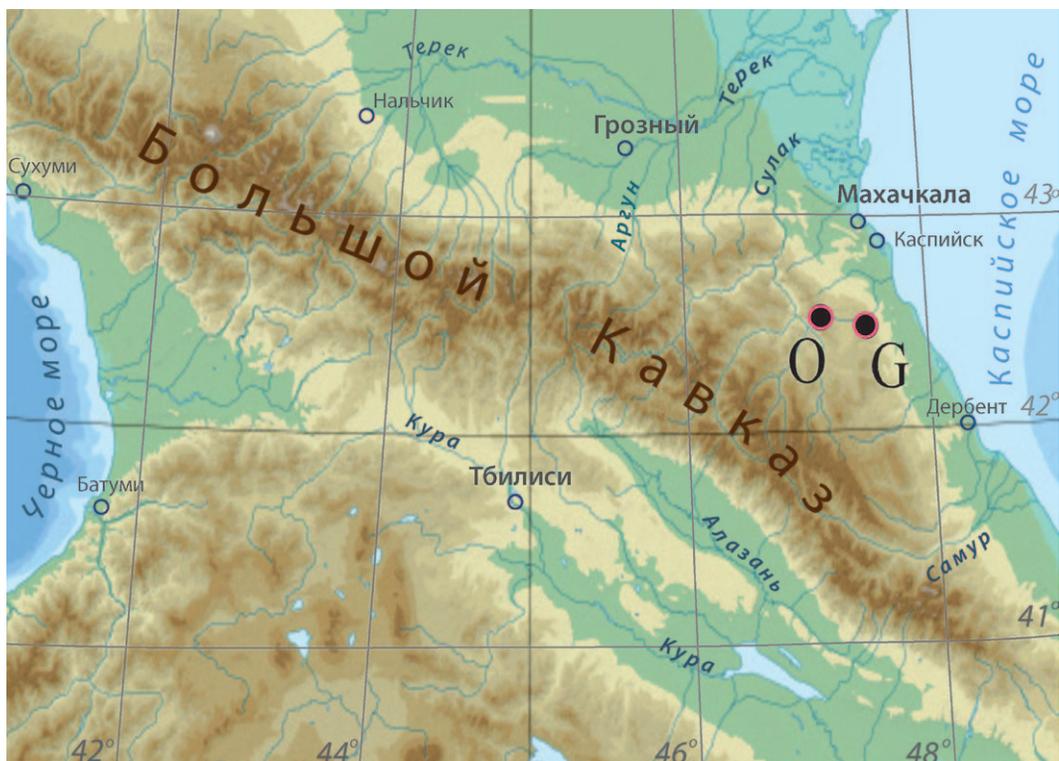


Рис. 1. Карта рельефа Большого Кавказа и положение изученных разрезов. G — разрез Губден, O — разрез Охли.

но на некоторых интервалах их мощность уменьшается до 4–7 см и появляются пологоволнистые границы, что придает некоторым слоям линзовидный облик. В верхней части циклитов увеличивается доля массивных плотных светлых известняков, пологая волнистость их границ местами также прослеживается. В кровле циклитов обычно залегает наиболее мощный пласт известняка толщиной до 0.35–0.5 м.

Разрез Губден

В этом разрезе на поверхности пласта известняка, образующего кровлю последнего маастрихтского циклита “А”, залегает слой бентонита (см. рис. 2а, 2в) толщиной около 3 см; это глинистая порода, мягкая, серая, в нижней части бентонитового прослоя прослеживается тонкий линзовидный слой, окрашенный в охристый рыжеватый цвет.

Породы нижней части следующего циклита “В” резко отличаются от подстилающих отложений: пласты пород более тонкие, окраска серая (см. рис. 2а, 2в), в них появляется примесь кремневого материала. Этот циклит является последним — переходным осадочным образо-

ванием — отложения которого еще не содержат палеогеновых форм наннопланктона, но которые появляются непосредственно над ним.

Цикличность наблюдается и в датской толще, где она выражена более отчетливо вследствие возрастания в отложениях доли глинистого материала.

Как в переходном циклите “В”, так и в залегающих над ним нижних горизонтах дания, в отложениях фиксируются многочисленные признаки неспокойного режима седиментации, сопровождавшегося, видимо, сейсмическими событиями, на что указывают малоамплитудные “слепые” разрывы, сбросы, нарушения “нормального” залегания слоев, дробление и разлинзование слоев карбонатных пород и т. п. Причем признаки неспокойных обстановок седиментации наблюдаются в разных разрезах переходных мел/палеогеновых слоев Дагестана.

Разрез Охли

Так же как и в разрезе Губден, в осадочной толще разреза Охли выделяются седиментационные циклиты (см. рис. 3а).

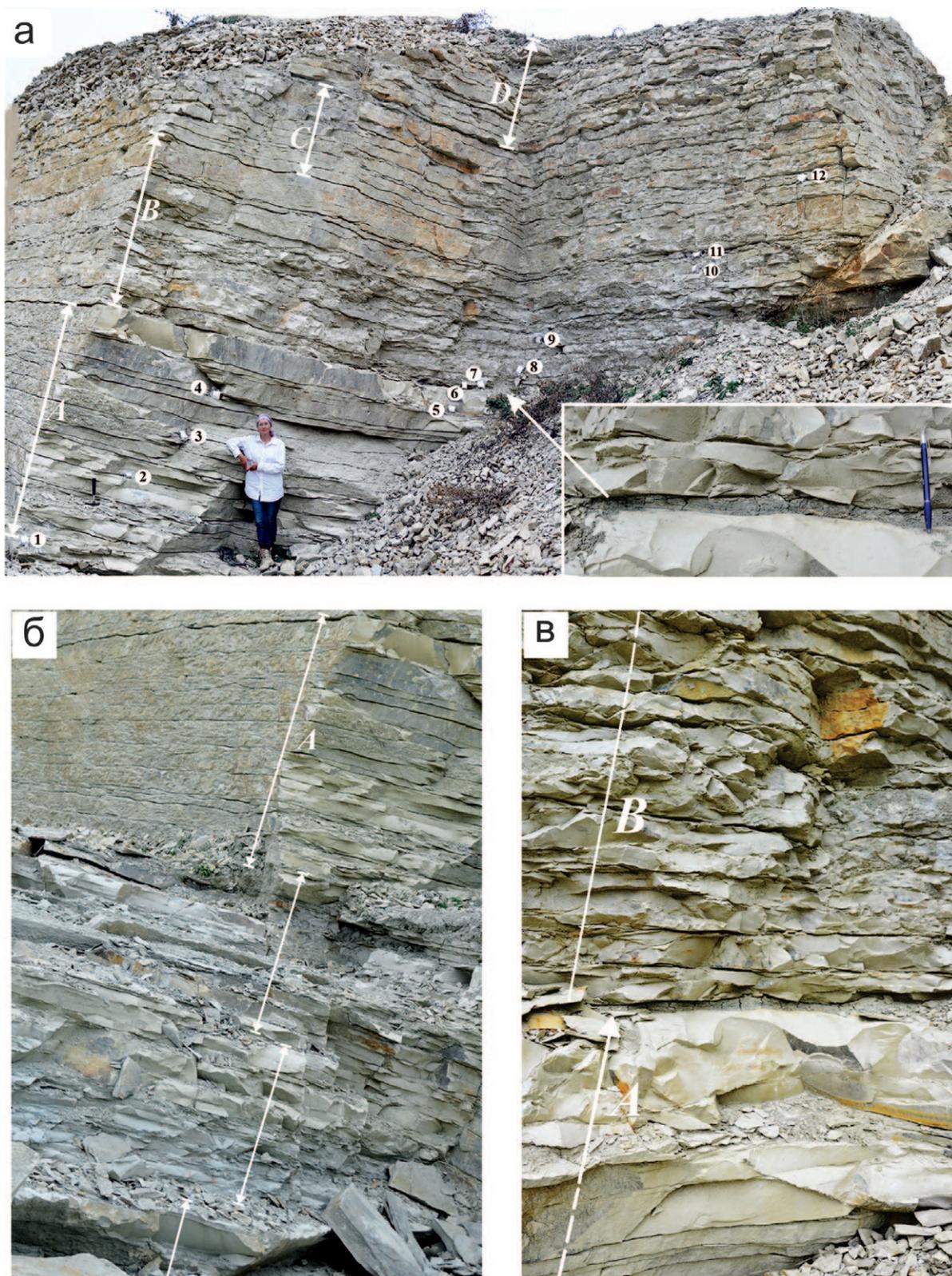


Рис. 2. Отложения мел/палеогеновой границы в разрезе Губден.

а — общий вид обнажения, стрелками и латинскими буквами обозначены выделяемые осадочные циклиты, цифры в кружках — отбор образцов; на врезке к рис. 2а — фотография глинистого (бентонитового) слоя, залегающего на кровле маастрихтского известняка; б — осадочные циклиты в маастрихтской толще (обозначены стрелками ниже циклита “А”); в — изменение окраски и характера напластования отложений при переходе от маастрихтских белых известняков (циклит “А”) к основанию переходной зоны (циклит “В”).

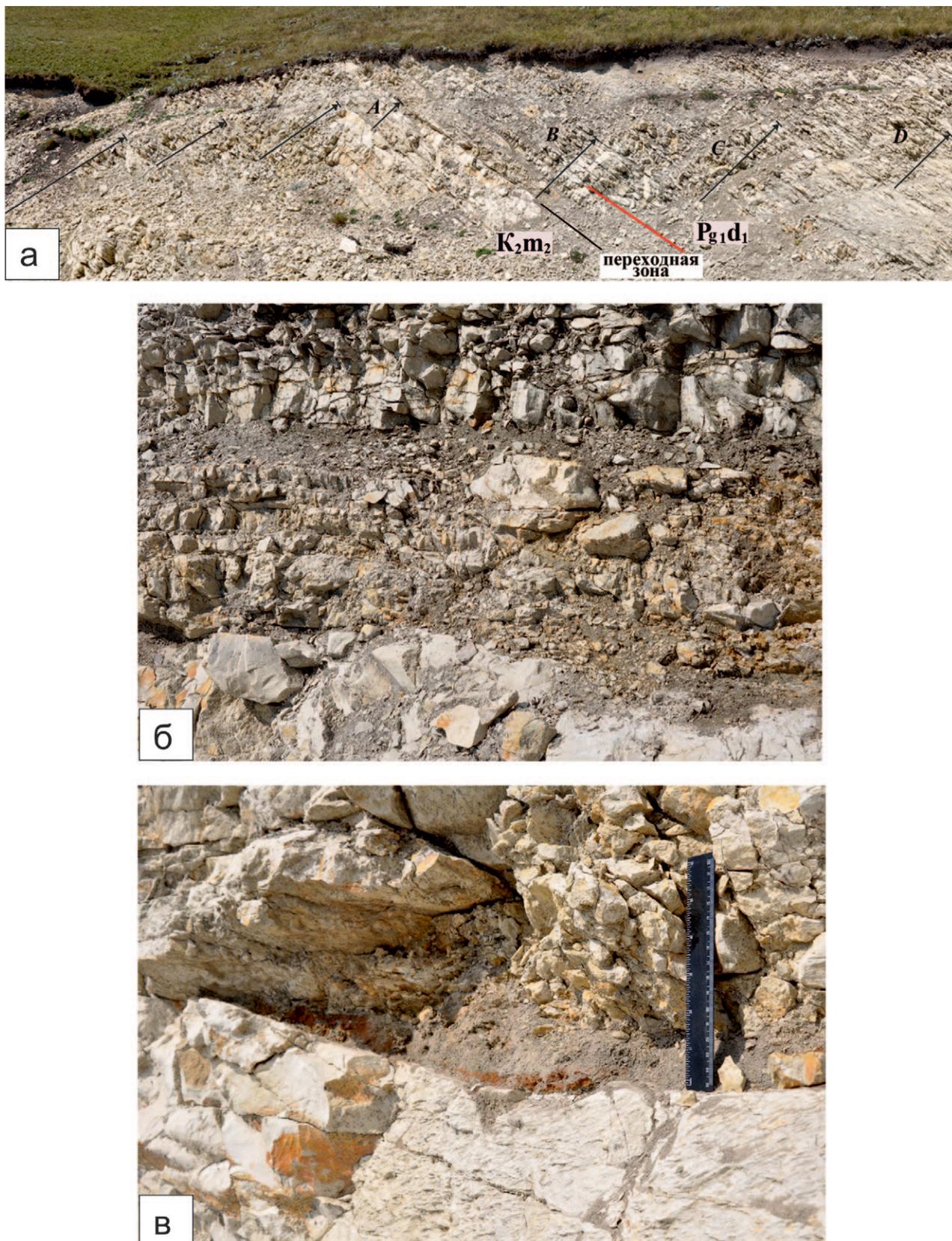


Рис. 3. Отложения мел/палеогеновой границы в разрезе Охли.

а — общий вид мел/палеогеновой границы, стрелками обозначены осадочные циклиты; б — строение переходной зоны; в — кровля маастрихтских известняков со следами эрозии и залегающий на ней глинистый слой, с красноватыми охристыми линзами в пониженных участках кровли (длина линейки — 15 см).

- 1) В верхней части последнего маастрихтского циклита залегают светлые (почти белые) с палевым оттенком известняки, плотные, без видимых включений (циклит “А”). Кровля верхнего маастрихтского пласта известняков неровная, волнистая, со следами размыва верхнего нелитифицированного слоя карбонатных осадков; амплитуда неровностей — 2–10 см (см. рис. 3б, 3в).
- 2) На кровле известняка залегает слой серых глин переменной мощности — от первых см до 15 см, что, прежде всего, обусловлено неровностью поверхности, на которой он лежит. В нижней части слоя (но не в самом его основании) присутствуют линзовидные образования (1–2 см×10–20 см), отчетливо выделяющиеся на сером фоне рыжеватой, охристой окраской (см. рис. 3в), однако по плотности, твердости слагающего их вещества они не отличаются от вмещающих пород. На некоторых участках в этой глинистой породе обнаруживаются скопления копролитов, которые, по всей видимости, являются результатом жизнедеятельности десятиногих раков (*Decapoda*) (рис. 4).
- 3) Выше залегает пачка отложений (0.7–0.9 м), в которой выделяется до 7 слоев карбонатных пород, переслаивающихся с тонкими глинистыми прослоями. Карбонатные слои неоднородны: в них по простиранию выделяются зоны как “нормальных” седиментогенных известковых пород, так и отчетливо выраженные обломки известняков (см. рис. 3б).
- 4) Слой глинистых пород (5–8 см), в целом схож со слоем 2.
- 5) Выше залегает карбонатная толща переслаивания плотных и относительно мягких мергелистых известняков, в которой выделяется несколько седиментационных циклитов (см. рис. 3а). В нижней части толщи

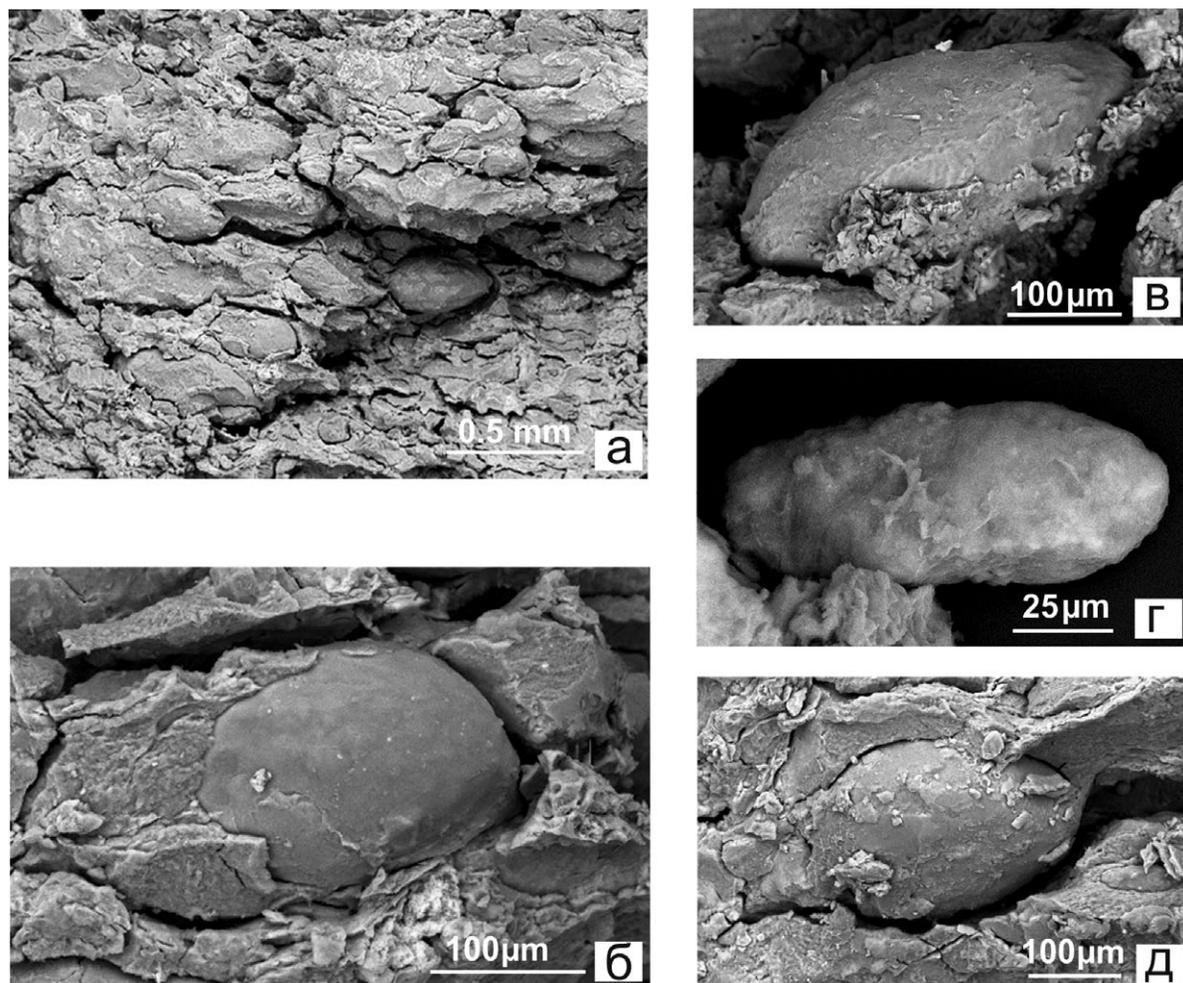


Рис. 4. Копролиты в нижнем глинистом слое переходного интервала в разрезе Охли.

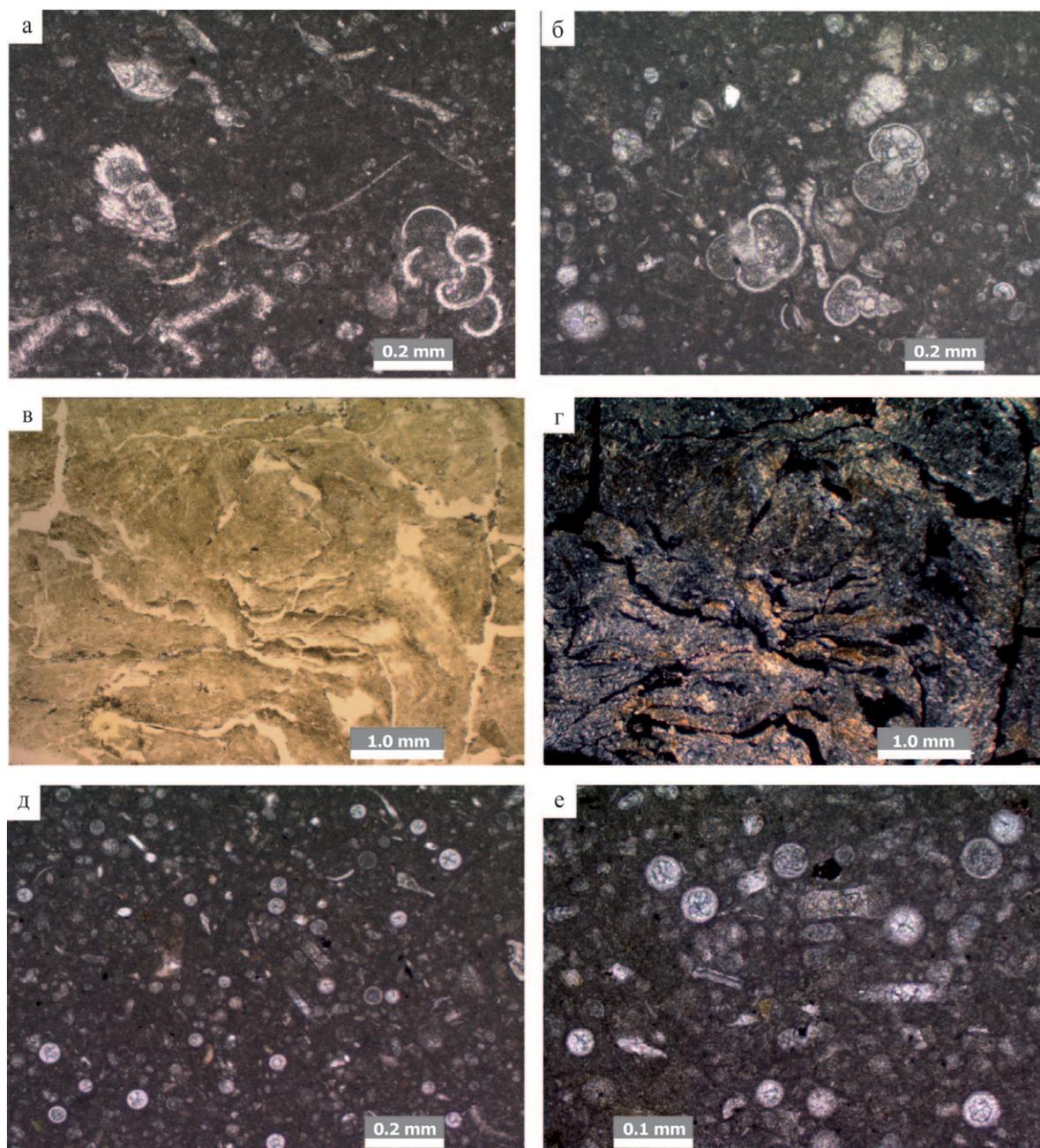


Рис. 5. Микрофотографии шлифов пород разреза Охли. а, б — массивные биокластические известняки (вакстоуны) маастрихта, обр. 14; в, г — глинистая порода в основании переходного интервала, обр. К/Т-2; д, е — мергелистые известняки (вакстоуны-пакстоуны с мелкими однообразными фораминиферами) переходного интервала, обр. К/Т-4. Номера образцов соответствуют приведенным на рис. 7.

в пределах интервала мощностью около 3 м залегает несколько прослоев (2–4 см) бентонитов.

На рис. 5 приведены микрофотографии шлифов типичных маастрихтских и датских пород, а также глинистого слоя, залегающего на эродированной кровле маастрихтских известняков.

ХАРАКТЕРИСТИКА НАННОПЛАНКТОНА В ПОГРАНИЧНЫХ МЕЛ/ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Комплексы известкового наннопланктона обоих изученных разрезов демонстрируют большое сходство в распределении таксонов, хотя в каждом из них выявлены свои особенности.

В обеих изученных толщах наннопланктон довольно редок и представлен немногочисленными видами средней и плохой сохранности, преимущественно за счет диагенетической перекристаллизации, вероятно, несколько искажившей изначальный таксономический состав ассоциаций.

Разрез Губден

В нижней части изученной толщи (циклит "А") обнаружен довольно бедный комплекс наннопланктона, видовое разнообразие которого не превышает 10–12 видов (рис. 6). Присутствие *Micula murus* позволяет отнести самый нижний интервал отложений к подзоне CC25с шкалы Sissingh [1971] и Perch-Nielsen [1985] и нерасчлененным подзонам UC20b шкалы Burnett [1998] — верхнего маастрихта. Отсутствие в разрезе *Nephrolithus frequens* не позволяет установить положение основания зоны CC26, а отсутствие *Ceratolithoides kamptneri* — положение основания подзоны UC20с. В комплексе нижней части изученного разреза существенно доминируют представители рода *Micula*, которые считаются индикаторами стрессовых обстановок [Eshet et al., 1992; Tantawy, 2002; Keller et al., 2007 и др.]. Численность и видовое разнообразие наннопланктона заметно снижается в верхней части этого интервала (кровля циклита "А"). Появление *Micula prinsii* на уровне 2.2 м выше основания изученного разреза отмечает основание зоны CC26 и подзоны UC20d терминального маастрихта. Непосредственно выше этого уровня ассоциация наннопланктона резко обедняется, и в интервале 2.2–4.2 м присутствуют лишь единичные экземпляры видов, переходящих из мела в палеоген (*Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Markalius inversus* и *Neoserepidolithus cohenii*). Очевидно, этот интервал отвечает максимальному развитию критических обстановок в бассейне. Первое появление в разрезе *Biantolithus sparsus* отмечает основание палеогеновой зоны NP1 шкалы Martini [1971] и подзоны NTp1a шкалы Varol [1989]. Комплекс самой нижней части дания продолжает оставаться весьма обедненным. Появление новых видов наннопланктона и увеличение его общей численности происходит чрезвычайно постепенно: в этом интервале присутствуют палеогеновые виды *Cyclagelosphaera alta*, *Biscutum harrisonii*, а также пересекающие мел-палеогеновую границу виды, некоторые из которых (*B. bigelowii*,

Cervisiella operculata) увеличивают свою численность. Появление *Cruciplacolithus primus* в самой верхней части изученного интервала разреза фиксирует основание зоны NP2 и подзоны NTp1b (см. рис. 6).

Разрез Охли

Динамика изменений наннопланктонных комплексов этого разреза (рис. 7) в целом повторяет тренды, выявленные в разрезе Губден, однако можно отметить некоторые особенности в составе ассоциаций. Позднемаастрихтский комплекс характеризуется несколько более высокими общей численностью и видовым разнообразием, что может свидетельствовать о менее критических и, возможно, более глубоководных обстановках этого времени, хотя доминирование *Micula* фиксируется и в этой части бассейна. Здесь также отсутствуют некоторые стратиграфические маркеры, что позволяет выделить в маастрихтских отложениях лишь те же подразделения, что и в разрезе Губден (CC25с-26а и CC26b или UC20b-с и UC20d). Интервалы, характеризующиеся распространением только видов, переходящих из мела в палеоген, близки по мощности в обоих разрезах (1.2–1.5 м), но в разрезе Охли отмечается некоторое увеличение численности *Cervisiella operculata* при очень скудной численности остальных проходящих видов, что может свидетельствовать о менее благоприятных для наннопланктона условиях, по сравнению с теми, которые реконструируются для разреза Губден. Мощность отложений, отвечающих зоне NP1 в разрезе Охли, более чем в 2 раза превышает мощность этой же зоны в разрезе Губден. Комплексы наннопланктона этого интервала здесь несколько беднее по видовому составу и отличаются еще более низкой численностью, особенно в его нижней части. По-видимому, в этом секторе бассейна в раннедатское время могло происходить обмеление, негативно повлиявшее на наннофлору. Лишь в зоне NP2 можно отметить некоторую диверсификацию наннопланктона, по-видимому, означающую начало восстановления нормальной для наннофлоры среды обитания (см. рис. 7).

Несмотря на видимую перекристаллизацию, часто затрудняющую видовое определение отдельных обнаруженных экземпляров наннопланктона, представляется, что состав позднемаастрихтских ассоциаций был изначально

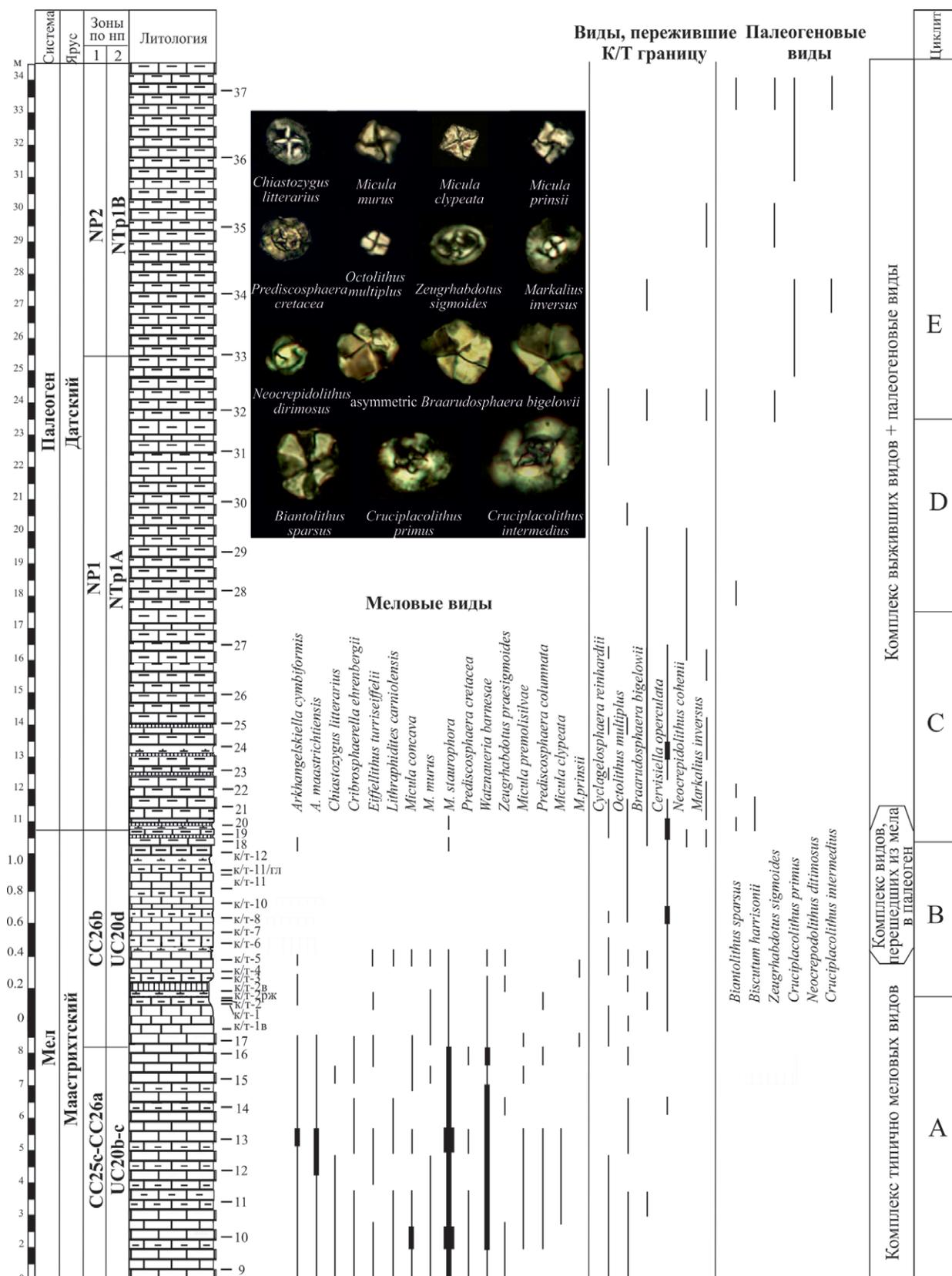


Рис. 7. Распределение наннопланктона в отложениях разреза Охли.

Условные обозначения см. рис. 6.

На литологической колонке переходный интервал мощностью около 1 м между обр. 17 и 18 (№№ образцов от к/т-1 до к/т-12) показан в увеличенном масштабе.

существенно обеднен и характеризовался низкой продуктивностью. Это обстоятельство, в сочетании с высокой относительной численностью представителей рода *Micula*, по всей видимости, свидетельствует о неблагоприятных для микробиоты обстановках терминального маастрихта в целом. При этом можно отметить усиление негативного влияния среды на микропланктон в самом конце мелового периода, в интервале, которому отвечает комплекс видов, переходящих из мела в палеоген (2.7–4.2 м). Особенностью комплексов наннопланктона переходного между мелом и палеогеном интервала (после вымирания типично меловых и до появления типично палеогеновых видов) является отсутствие в Дагестанских разрезах признаков вспышки продуктивности наиболее толерантных к стрессовым обстановкам *Braarudosphaera* и *Cervisiella* (*Thoracosphaera*), отмеченной в разных районах Мира [Bramlette, Martini, 1964; Perch-Nielsen, 1969; Pospichal, 1996; Lamolda et al., 2005, 2016; Keller et al., 2007 и др.]. Напротив, в разрезе Губден увеличение численности этих таксонов происходит уже в раннедатское время, когда они сосуществуют с редкими типично палеогеновыми видами (см. рис. 6). Датские наннопланктонные комплексы также отличаются крайне низким видовым разнообразием и продуктивностью, что также свидетельствует о неблагоприятных для микропланктона обстановках.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИН

Сравнительный анализ дифрактограмм ориентированных образцов глинистой фракции, выполненных для маастрихтских известняков, глинистых пород (бентонитов) и известняков зоны перехода от мела к палеогену, и для датских мергелистых известняков разреза Охли, позволил выявить изменения в составе ассоциации глинистых минералов, происходящие на границе мела и палеогена (рис. 8).

В составе глинистой фракции (разм. <0.001 мм) маастрихтских известняков (см. рис. 8а, 8б, обр. 250/13) доминирует смешанослойный иллит-сметтит, в качестве примеси присутствует слюда, установлены следы хлорита и каолинита. На полученных дифрактограммах постоянно присутствуют рефлексы кальцита, который является порообразующим минералом в маастрихтских отложениях, а также определяются рефлексы кварца слабой интенсивно-

сти, свидетельствующие о его незначительной примеси.

В зоне перехода (промежуточная зона) наблюдается ряд изменений. Во-первых, практически с самого основания толщи переходных слоев постоянным значимым компонентом глинистой фракции отложений, помимо смешанослойных иллит-сметтитов и слюды, становится палыгорскит (см. рис. 8а, 8б), распознающийся на дифрактограммах образцов (природных и насыщенных этилен-гликолем) по появлению в малоугловой области рефлекса 10.402–10.526 Å. Этот рефлекс постоянно присутствует на дифрактограммах образцов глинистых пород и известняков зоны перехода (см. рис. 8в, 8г, обр. К/Т-4, К/Т-6), а также залегающих выше датских известняков и мергелей (см. рис. 8в, 8г, обр. 24), вплоть до самых верхов изученного нами интервала разреза.

Кроме того, в темных “бентонитовых” глинистых породах переходной зоны и основания толщи датских известняков и мергелей, по сравнению с нижележащими маастрихтскими известняками, заметно увеличивается доля каолинита. Интенсивность диагностического рефлекса 7.139–7.140 на дифрактограммах образцов (природных и насыщенных этиленгликолем) эпизодически возрастает до высоких значений (например, в слое К/Т-6, см. рис. 7), позволяющих относить его к главным минералам ассоциации. Наиболее высокая интенсивность каолинитового рефлекса, свидетельствующая о повышенном содержании каолинита, установлена в образце 20 из слоя алевритово-глинистых пород (см. рис. 7), залегающего в основании нижней части палеогеновой толщи. В вышележащих датских мергелях и известняках настолько значительного возрастания доли каолинита не наблюдается, но, тем не менее, диагностические рефлексы каолинита и хлорита в них несколько более отчетливо индивидуализированы, по сравнению с дифрактограммами образцов глинистой фракции маастрихтских известняков. Принадлежность наиболее интенсивного рефлекса в области углов 12–12.5° 2 θ каолиниту (а не хлориту) подтверждается его устойчивостью при кипячении в 10% HCl (обработка в течение 30–40 мин).

Появление палыгорскита в отложениях переходной зоны и изученного интервала нижней части дания, по-видимому, можно объяснить постоянным присутствием в них примеси вулканокластического материала, для которого, судя

Таблица 1. Химический состав (масс. %) пород пограничного интервала в разрезе Охли

№ образца	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	S _{общ}	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
1	0.077	0.58	0.83	0.040	0.015	0.17	53.3	0.029	0.037	0.33
2	0.080	0.54	0.85	0.042	0.016	0.19	54.5	0.033	0.035	0.35
3	0.530	1.6	8.10	0.220	0.017	1.90	26.3	0.390	0.028	2.40
4	0.580	3.3	14.3	0.210	0.015	3.20	8.2	0.650	0.019	4.60
5	0.060	1.9	5.50	0.060	0.058	0.12	1.5	0.390	0.015	51.1
6	0.042	3.9	12.2	0.036	0.0089	0.41	2.6	0.820	0.033	15.0
7	0.052	3.9	11.7	0.066	0.010	0.50	2.6	1.100	0.012	15.0
8	0.058	3.3	10.5	0.040	0.024	0.42	2.7	0.710	0.031	26.4
9	0.510	2.6	10.9	0.260	0.017	2.40	14.5	0.530	0.020	3.70
10	0.480	1.8	7.80	0.410	0.028	1.80	25.9	0.340	0.021	2.70

Примечание. 1, 2 — известняки верхней части маастрихта; 3, 4 — глины из основания переходного интервала; 5–8 — порода из разных частей красновато-охристой линзы; 9 — мергель из средней части переходного интервала; 10 — глины из верхнего глинистого пласта переходного интервала.

по характеру изменений (хлоритизации, вторичному ожелезнению фрагментов стекла и кристаллокластов), можно предполагать основной или средний состав, а следовательно, присутствие примеси магния (табл. 1). В пользу более высокой вероятности такого предположения, по сравнению с возможными климатическими изменениями (потепление и аридизация), может свидетельствовать совместное присутствие в глинистой фракции отложений переходных слоев и дания палыгорскита и каолинита, если оценивать последний в качестве конечного продукта экзогенной трансформации вулканического материала. Очевидно, действие активных вулканических центров относительно недалекого расположения (Азербайджан, Армения) и, соответственно, влияние вулканокластического материала на осадконакопление в палеобассейне Северо-Восточного Кавказа и процессы диагенетического преобразования осадков, следует связывать с терминальным маастрихтом (примерно соответствует началу накопления переходных слоев). Впрочем, не следует полностью исключать и возможность некоторого влияния на формирование палыгорскита климатического фактора.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА

В отложениях пограничного интервала отсутствуют слои, существенно обогащенные $S_{орг}$;

содержание в породах $CaCO_3$, напротив, заметно меняется по разрезу. Карбонатность пород в разрезе Охли демонстрирует отчетливую тенденцию к уменьшению ее величины, начиная от верхов маастрихта, где содержание $CaCO_3$ до 90% и более, и до 50–70% $CaCO_3$ — в середине дания (рис. 9).

Распределение величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатных породах пограничного мел-палеогенового интервала

В верхней части маастрихтской толщи наблюдается постепенное увеличение значений $\delta^{13}C$ от 2.0–2.3‰ в известняках основания изученной части разреза до 3‰ в самой верхней пачке известняков. В отложениях дания происходит постепенное уменьшение значений $\delta^{13}C$ от 3‰ до 1–1.5‰, причем наибольшие изменения приурочены к нижним 10 м толщи (см. рис. 9).

В известняках верхней части маастрихтской толщи на фоне значений $\delta^{18}O$, колеблющихся около величины -2‰ распознается отчетливый сдвиг (экскурс) в сторону отрицательных величин до -2.8...-3 (см. рис. 9). Эта аномалия соответствует эпизоду позднемаастрихтских палеоэкологических изменений, сопровождавшихся увеличением температуры более чем на 3°C. В датской толще значения $\delta^{18}O$ относительно стабильны, и варьируют в пределах -1.5...-2‰ (см. рис. 9).

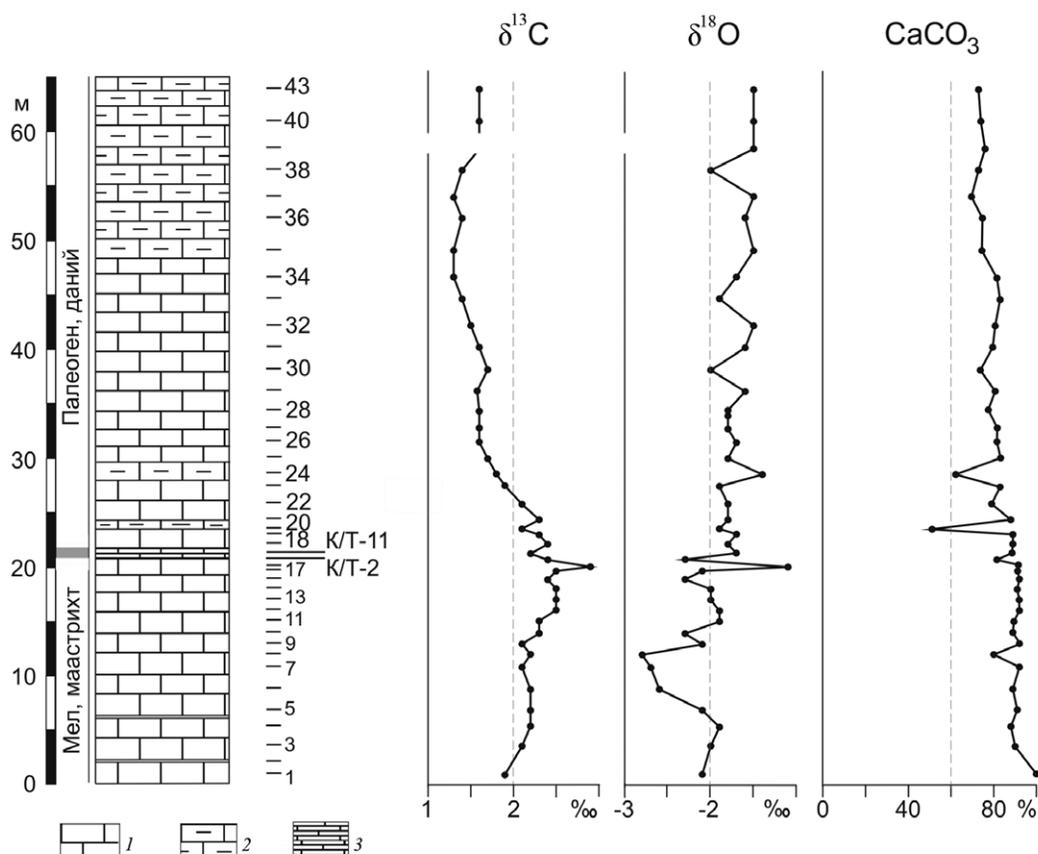


Рис. 9. Распределение $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и CaCO_3 в отложениях верхов маастрихта и нижней части дания разреза Охли (серым обозначен переходный интервал).

Литологическая колонка: 1 — светлые массивные известняки, 2 — серые мергелистые известняки, 3 — мергелистые известняки с тонкими прослоями глин (бентонитов).

Распределение химических элементов в отложениях пограничного мел-палеогенового интервала

Красновато-рыжий охристый линзовидный горизонт в основании глинистого пласта, залегающего на кровле маастрихтских известняков, характеризуется рядом геохимических и минералогических особенностей. Сравнительное изучение концентраций широкого спектра элементов в охристых линзах и вмещающих серых глинах показало, что в линзах содержания ряда химических элементов резко возрастают (см. табл. 1, табл. 2). Как и следовало ожидать, в красных линзах повышено содержание железа (Fe_2O_3 — от 15 до 50%); в них же высоки содержания V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, а также Pt, Ir и некоторых других элементов (см. табл. 2). Обращает на себя внимание то, что в группу элементов с повышенными концентрациями входят элементы с достаточно с разными геохимическими свойствами. Причем во вмещающих линзы гли-

нистых породах того же пласта, а также в залегающих выше глинистых прослоях (см. рис. 7, обр. К/Т-4 и К/Т-11), содержания элементов в целом находятся на уровне кларковых значений, или незначительно их превышают.

Для выяснения особенностей распределения элементов в этих отложениях, были проведены микрозондовые исследования с использованием сканирующего электронного микроскопа. Установлено, что в глинистом слое, залегающем на кровле маастрихтских известняков (см. рис. 3в, табл. 1, табл. 2, обр. 5–8), присутствуют включения, различающиеся по форме — от округлых, шарообразных до удлинённых эллипсоидных (эти образования первоначально, по-видимому, являлись копролитами), местами они образуют скопления, которые залегают параллельно напластованию (см. рис. 4).

Выбранные в породе для исследования объекты (включения) анализировались в нескольких точках. В ряде случаев, даже в пределах одного

Таблица 2. Содержание микроэлементов (мкг/г) в породах переходного интервала в разрезе Охли

№ обр.	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Zr
1	4.9	0.16	1.3	11.5	5.8	2.1	16.7	2.9	10.7	1.1	< ПО	< ПО	7.4
2	5.4	0.16	1.10	8.1	5.6	1.9	15.6	2.5	10.9	1.2	< ПО	< ПО	8.6
3	42.4	1.1	7.6	79.0	48.3	9.1	57.9	14.1	72.6	10.5	0.85	1.1	76.6
4	98.9	1.9	13.6	135	213	26.0	209	47.1	144	18.1	19.9	1.1	120
5	119	2.0	9.4	806	319	371	2584	413	1520	5.7	747	6.4	78.9
6	334	1.1	15.9	385	502	249	1483	209	570	11.5	423	5.5	130
7	323	1.2	15.0	357	706	125	1062	233	480	11.6	421	2.3	118
8	273	1.6	13.6	497	462	298	1776	276	906	9.6	534	5.5	110
9	86.0	1.6	10.7	109	133	24.1	162	33.4	136	15.2	8.5	1.0	95.4
10	49.1	1.2	7.9	91	71.1	6	82.8	18.2	110	10.5	6	1.1	72.5
ПО, мкг/г	0.02	0.01	0.1	0.6	0.8	0.03	0.5	0.4	0.6	0.07	0.08	0.5	0.05

№ обр.	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	W	Re	Ir	Pt	Tl	Pb	Th	U
1	< ПО	< ПО	0.48	0.15	0.12	0.15	< ПО	< ПО	< ПО	0.032	1.5	0.62	0.40
2	< ПО	< ПО	0.44	0.19	0.12	0.16	< ПО	< ПО	< ПО	0.041	1.6	0.69	0.38
3	0.14	0.027	0.59	1.2	0.5	1.3	< ПО	< ПО	< ПО	0.46	12.6	7.4	2.0
4	0.33	0.11	0.043	3.2	1.4	3.6	< ПО	0.021	0.0071	0.62	33.3	10.7	2.3
5	33.4	0.38	3.3	1.7	43.1	4.4	< ПО	0.022	0.085	0.28	394	2.4	5.0
6	5.7	0.070	0.37	3.7	21.6	7.5	0.0046	0.026	0.051	0.30	106	5.6	2.1
7	4.8	0.055	0.47	5.0	17.0	11.5	< ПО	0.043	0.038	0.10	183	7.1	2.2
8	14.2	0.14	1.5	3.2	26.7	6.6	< ПО	0.028	0.059	0.28	203	4.8	3.3
9	0.20	0.084	0.18	2.2	1.0	3.0	< ПО	0.011	< ПО	0.54	25.4	8.7	2.2
10	0.25	0.042	0.99	1.2	0.7	1.3	< ПО	< ПО	0.01	0.73	14.9	7.5	2.2
ПО, мкг/г	0.03	0.02	0.02	0.1	0.04	0.01	0.002	0.002	0.003	0.003	0.060	0.01	0.005

Применение. ПО — предел обнаружения элемента; 1–10 — образцы: 1, 2 — известняки верхней части маастрихта; 3, 4 — глины из основания переходного интервала; 5–8 — порода из разных частей красноато-охристой линзы; 9 — мергель из средней части переходного интервала; 10 — глины из верхнего глинистого пласта переходного интервала.

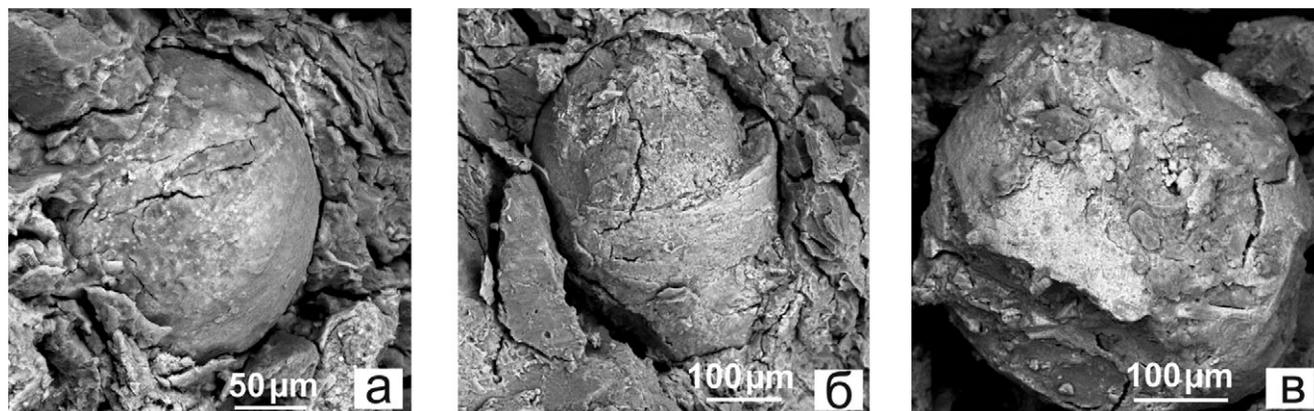


Рис. 10. Микрофотографии округлых изометричных включений (микроконкреций) в красноватых охристых линзах, залегающих в нижнем глинистом слое переходной зоны в разрезе Охли.

включения наблюдался существенный разброс значений содержания элементов. На рис. 10 показаны округлые включения, которые мы рассматриваем, как микроконкреции. О составе вмещающей глинистой массы можно судить по определениям, приведенным в таблицах (см. табл. 1, табл. 2, обр. 3, 4, 9, 10).

Как видно из полученных результатов микронзондового анализа, существуют микровключения, сложенные Fe, Mn, Si и содержащие значительную примесь в одних случаях Co, а в других Ni, т.е. близкие по составу к железо-марганцевым конкрециям. Включения копролитов в ряде случаев сложены преимущественно Si, Al, Fe и Ti, который присутствует в качестве примеси. Относительно высокие содержания Fe (10–30%) характерны также для вмещающих глин и включений неопределенной формы (не шаровидной или эллипсоидальной). Отмечено, что с наиболее высокими содержаниями Fe коррелируется рост концентраций Ni.

В подавляющем большинстве аналитических определений фиксируется некоторое количество Mg, достигающее обычно 2.5–3.5%. Отмечены единичные зерна циркона.

В глинистой породе, вмещающей микровключения, встречены два типа трещинок, заполненных хорошо ограниченными кристаллами — в одном случае кальцита, в другом — сидерита. Достаточно очевидно, что в обоих случаях кристаллы представляют собой аутигенные диагенетические образования, но возникшие, видимо, на разных стадиях диагенеза.

Для понимания природы, происхождения прослоя красноватых охристых линз следует

иметь в виду морфологию этих образований, а также их положение в глинистом слое: линзы обычно приурочены к его нижней части и тяготеют к понижениям на поверхности эродированных маастрихтских известняков. Это связано с тем, что падение уровня моря, сопровождалось размывом и перемывом ранее накопленных осадков, содержавших различные включения (в том числе тяжелой фракции), которые концентрировались все вместе на относительно пониженных участках дна.

В результате исследований мел/палеогеновой границы в некоторых разрезах этого интервала в других районах Мира были обнаружены свидетельства жизнедеятельности десятиногих раков (Decapoda) и в том числе следы их зарывания в осадки (т.е. камеры обитания) [Monaco et al., 2015; Rodríguez-Tovar et al., 2006; Rodríguez-Tovar, Uchman, 2004 и др.]. В разрезе Охли следов зарывания не обнаружено, что, по-видимому, связано с размывом наиболее мягкого и нелитифицированного слоя, в котором эти структуры могли быть обнаружены. Однако следов жизнедеятельности этих организмов в виде скоплений копролитов в глинистом слое довольно много.

Таким образом, в глинистом прослое, залегающем на размытой поверхности маастрихтских известняков, достаточно активно протекали процессы раннего диагенеза, свидетельством чему являются аутигенные карбонатные (кальцит, сидерит) и силикатные (пальгорскит и др.) минералы. Присутствие в осадках копролитов — высокоуглеродистых образований — и диагенетическое разложение реакционноспособного органического вещества в значительной мере способство-

вало активному перераспределению вещества, в том числе ряда химических элементов. Диагенетические процессы, очевидно, привели к замещению копролитов аутигенными минералами, а также к образованию микроконкреций. В эоценовых отложениях Восточного Кавказа нами ранее были описаны следы жизнедеятельности *Desaroda* и отмечена высокая интенсивность раннедиагенетического аутигенного минералообразования [Гаврилов, Щепетова, 2000].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работах, посвященных биосферным перестройкам в фанерозое [Ахметьев и др., 2008; Красилов, 2001 и др.], отмечалось, что существуют два сценария события, произошедшего на границе мела и палеогена: один из них предполагает связь биотического кризиса с импактным событием — падением на Землю одного или нескольких крупных космических тел [Alvares et al., 1980 и др.], согласно другому — причиной биотических изменений был комплекс факторов, таких как климатические флуктуации, эвстатические колебания уровня моря, вулканизм, биологическая конкуренция, изменения палеогеографии и др. [Красилов, 2001 и др.]. Полученные нами в результате изучения Дагестанских разрезов данные, свидетельствующие о весьма постепенных изменениях наннобиоты в ходе палеоэкологического кризиса, позволяют рассматривать второй сценарий, как наиболее подходящий для интерпретации литологических, биотических, геохимических характеристик отложений, приуроченных к мел/палеогеновой границе.

Прежде всего, не вызывает сомнения то, что пограничное событие сопровождалось существенным падением уровня моря. Б. Хак с соавторами [Naq et al., 1987] оценивали его амплитуду в несколько десятков метров. Следует отметить, что большая часть глобальных биотических событий, отложения которых зафиксированы в осадочных толщах Северного Кавказа (пограничные сеноман-туронское, палеоэоценовое и др.), в своем развитии также прошли начальную стадию существенного падения уровня моря [Гаврилов, Щербинина, 2004; Гаврилов и др., 2013]; то есть этот фактор является общим для их сценариев.

Литологические признаки масштабного понижения уровня моря прослеживаются в обоих

рассматриваемых разрезах, хотя и отличаются несколько друг от друга, что связано с геоморфологическими особенностями дна палеоводоёма. К концу мелового периода на территории Восточного Кавказа сформировалась система крупных конседиментационных складок, которые в рельефе дна были выражены в виде системы валообразных поднятий. На северо-восточном крыле одного из таких поднятий (в настоящее время это поднятие соответствует, видимо, хребту Кули-меер) накапливались отложения, вскрывающиеся в разрезе Охли. Падение уровня моря привело к размыву некоторой части известняков маастрихта и образованию пачки (0.8 м), сложенной преимущественно продуктами размыва и переотложения этих известняков (см. рис. 3б), в том числе их обломками размером в несколько дециметров. При этом активизировались процессы эрозии на прилегающей суше, что привело к быстрому изменению ассоциации глинистых минералов и возрастанию доли каолинита в составе поступающего в бассейн обломочного материала.

Как показали микрозондовые исследования многочисленных эллипсоидальных и округлых включений в глинистом слое, залегающем на кровле маастрихтских известняков, подавляющее их большинство представляет собой продукты метасоматического замещения копролитов различными минералами; в ряде случаев эти включения представляют собой диагенетические микроконкреции. Локальные повышенные содержания платиноидов в красноватых линзах, и в частности иридия, также, по нашему мнению, является результатом диагенетического перераспределения этих элементов в глинистом прослое, первоначально сложенном, в основном, продуктами эксплозивной вулканической деятельности. Причем, сходный глинистый прослой, залегающий на эродированной кровле маастрихта в одном из разрезов Дании, как показали специальные исследования, имеет вполне земное, а не импактное происхождение [Drits et al., 2004].

В разрезе Губден, отложения которого накапливались на некотором удалении от внутрибассейновых поднятий, также уверенно фиксируется поверхность размыва известняков маастрихта, на которую налегает глинистый слой. Залегающие над ним отложения (пачка толщиной около 2.5 м), видимо, также представляют собой в основном продукты размыва меловых толщ,

но сколько-нибудь крупных обломков в них нет. Для этих существенно карбонатных пород характерна повышенная кремнистость, что, очевидно, связано с поступлением в палеоводоем на этом этапе кремнезема из кор выветривания, образованных на поднятиях, освободившихся от моря в результате регрессии. Причем осадки этого разреза накапливались в условиях открытой части водоема, и магнезиальных силикатов здесь не обнаружено.

Достаточно очевидно, что масштабное падение уровня моря должно было повлечь за собой ряд палеоэкологических изменений: по крайней мере, локальное изменение солености морских вод, о чем говорилось выше. Обмеление водоема приводило к более быстрому прогреванию вод бассейна и, соответственно, увеличению их температуры. Следствием изменения системы течений и поступления в водоем значительных масс осадочного материала (взвеси) с освобожденных от моря участков суши, вследствие размыва нелитифицированных отложений, привело, очевидно, к заметному повышению трофического уровня бассейна, мутности вод. Все это могло оказывать негативное влияние на традиционную для бассейна биоту с карбонатным скелетом.

Ранее высказывалось мнение о возможности развития в палеобассейнах условий, благоприятных для возникновения токсичных “красных приливов”, которые также могли выступать в качестве неблагоприятного фактора для существования морской биоты [Гаврилов, Копаевич, 1996; Найдин, 1986; Найдин и др., 1990б].

Как было показано выше, выполненные нами исследования дагестанских разрезов свидетельствуют о том, что изученный интервал верхов маастрихта — низов дания, скорее всего, характеризуется признаками стрессовых для наннопланктона условий, резко усилившихся в переходном мел-палеогеновом временном интервале. При этом восстановление нормальных обстановок происходило крайне медленно: обедненные ассоциации наннопланктона просуществовали в бассейне почти 1 млн лет после вымирания меловых видов.

Граница К/Т в разрезах Северо-Восточного Кавказа знаменуется достаточно резким изменением режима седиментации. Падает (резко уменьшается) карбонатная составляющая в породах, и происходит смена известняков на мергелистые известняки. Отчасти это было связано,

по-видимому, с падением уровня биопродуктивности карбонатного планктона вследствие вымирания некоторых его представителей.

Этим обстоятельством определяются особенности современного рельефа на изученной территории: контрастные формы (крутые, часто вертикальные обрывы) характерны для маастрихтских известняковых толщ, и заметно более пологие, сглаженные формы рельефа присущи палеогеновым отложениям.

В пределах Северного Перитетиса и в относительной близости от Кавказского региона отложения пограничного мел/палеогенового интервала детально изучались в разрезах южной Туркмении [Алексеев и др., 1988; Веймарн и др., 1998] и Мангышлака [Найдин, 1985, 1986; Найдин и др., 1982, 1990а, б]. По результатам исследования разрезов Туркмении, А. С. Алексеевым с соавторами был сделан вывод о ступенчатом вымирании типичных меловых групп организмов, причем на уровнях более высоких, чем слой, принимавшийся тогда в качестве границы мела и палеогена. В частности, последний фрагмент аммонита был найден в 0.3 м выше границы, типичные меловые формы планктонных и бентосных фораминифер исчезают в интервале 5.0–6.5 м выше подошвы дания, а появление датского комплекса известкового наннопланктона, по данным Е. А. Щербининой, происходит примерно в 2.5 м выше нее. Причем авторы предполагают, что эти организмы пережили пограничные события, а их присутствие в нижних слоях дания не было следствием их переоложения. Как отмечается в работе [Найдин и др., 1990] в разрезах Мангышлака в основании дания выделяется зона, где полностью отсутствуют раковины планктонных фораминифер (ее мощность в разрезе Кызылсай ~1.5 м, в разрезе Кошак — до 2.5 м); эта зона выделяется также в ряде других регионов [Hallam, Perch-Nielsen, 1990 и др.]. С высокой степенью вероятности эта зона соответствует “переходной зоне” в разрезах Дагестана.

Формирование отложений самых верхов маастрихта и низов дания происходило в сейсмически беспокойной обстановке: многочисленные свидетельства постседиментационных нарушений “нормального” залегания слоев наблюдаются в различных разрезах региона. Объяснить наблюдаемые нарушения только накоплением осадков в мелководных обстановках довольно трудно. То, что следы проявления палеосейс-

мичности зафиксированы в разрезах Дагестана, но не обнаружены в других разрезах Северного Перитетиса, очевидно связано с приуроченностью дагестанских разрезов к зоне тектонически подвижного пояса, который был более чувствителен к влиянию глобальных тектонических процессов, активизировавшихся вблизи мел/палеогеновой границы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, пограничное мел/палеогеновое событие, по результатам литолого-геохимических исследований и анализа распределения наннопланктона в разрезах Северо-Восточного Кавказа, может быть охарактеризовано следующим образом.

- 1) Это событие не было краткосрочным и одноактным, а продолжалось относительно длительное время.
- 2) Начало события ознаменовалось значительным эвстатическим падением уровня моря и размывом части маастрихтских слаболиффицированных осадков и их переотложением.
- 3) Анализ поведения наннопланктона позволил выявить интервал отложений (переходная зона 1–2.5 м), накопление которых происходило в палеоэкологически неблагоприятных для биоты стрессовых обстановках. Одним из факторов негативного влияния на морскую биоту, вероятно была высокая мутность вод в бассейне вследствие размыва маастрихтских осадков при падении уровня моря.
- 4) Глинистые прослои в отложениях переходного интервала, а также залегающие в нижней части разреза дания 5 прослоев бентонитов и 2 прослоя бентонитов в верхних слоях маастрихта, могут указывать на достаточно активное проявление вулканической деятельности в это время. Кроме того, в различных разрезах региона наблюдаются постседиментационные нарушения “нормального” залегания слоев, что может рассматриваться как свидетельство осадконакопления в самом конце маастрихта и в начале дания в сейсмически беспокойной обстановке (объяснить наблюдаемые нарушения только накоплением осадков в мелководных обстановках довольно трудно).
- 5) В нижней половине переходного интервала разреза Охли обнаружен аутигенный палы-

горскит, образование которого, вероятно, зависело от повышенной магнезиальности вулканокластического материала; нельзя, однако, исключать возможность влияния также климатического фактора на его формирование. Обнаруженные в залегающем на эродированной поверхности маастрихтских известняков слое бентонита копролиты замещены различными аутигенными минералами; округлые включения являются, видимо, диагенетическими микроконкрециями (убедительных свидетельств их импактной природы не установлено).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Г. Н. Александровой за помощь в проведении полевых исследований мел/палеогеновой границы в Дагестане, внимательное прочтение рукописи и конструктивные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием Геологического института РАН (темы № 0135-2019-0070 и 0135-2019-0062), полевые исследования проводились при финансовой поддержке Программы Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А. С., Назаров М. А., Барсукова Л. Д. и др.* Граница мела и палеогена на юге Туркмении и ее геохимическая характеристика // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 55-69.
- Ахметьев М. А., Александрова Г. Н., Беньямовский В. Н. и др.* Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Э. М. Галимова. М.: Книжный дом ЛИБРОКОМ, 2008. С. 509-529.
- Веймарн А. Б., Найдин Д. П., Копяевич Л. Ф. и др.* Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 1998. 190 с.
- Гаврилов Ю. О., Щепетова Е. В.* Диагенетическое минералообразование в биогенных структурах (палеоген, Северо-Восточный Кавказ) // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 613-623.
- Гаврилов Ю. О., Щербинина Е. А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю. О. Гаврилова, М. Д. Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 493-531.

- Гаврилов Ю. О., Щербинина Е. А., Голованова О. В., Покровский Б. Г.* Позднесеноманское палеоэкологическое событие (ОАЕ 2) в восточно-кавказском бассейне Северного Перитетиса // *Литология и полез. ископаемые*. 2013. № 6. С. 522-551.
- Красилов В. А.* Модель биосферных кризисов // *Экосистемные перестройки и эволюция биосферы (Вып. 4) / Под ред. А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанова, М. А. Федонкина*. М.: ПИН РАН, 2001. С. 9-16.
- Методы изучения осадочных пород. Т. II / Под ред. Н. М. Страхова. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 564 с.
- Найдин Д. П.* Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 71-85.
- Найдин Д. П.* Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1986. № 9. С. 3-13.
- Найдин Д. П., Алексеев А. С., Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф.* Граница маастрихт-данний в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 267. № 1. С. 177-180.
- Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф., Москвин М. М. и др.* Макропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990а. № 11. С. 3-15.
- Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф., Москвин М. М. и др.* Микропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990б. № 12. С. 68-82.
- Alvares L. W., Alvares W., Asaro F., Michel H. V.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // *Science*. 1980. V. 208. № 4448. P. 1095-1108.
- Bramlette M. N., Martini E.* The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maastrichtian and Danian // *Mar. Micropaleontol.* 1964. V. 10. P. 291-322.
- Burnett J. A.* Upper Cretaceous // *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy / Ed. P. R. Bown // British Micropaleontological Society Publication Series*. London: Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, 1998. P. 132-199.
- Caldeira K. G., Rampino M. R.* Deccan volcanism, greenhouse warming, and the Cretaceous / Tertiary boundary // *Geol Soc Am Spec Publ.* 1990. V. 247. P. 117-123.
- Courtillot V., Besse J., Vandamme D. et al.* Deccan flood basalts at the Cretaceous / Tertiary boundary? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 80(3-4). P. 361-374.
- Drits V. A., Lindgreen H., Sakharov B. A. et al.* The detailed structure and origin of clay minerals at the Cretaceous / Tertiary boundary, Stevns Klint (Denmark) // *Clay Minerals*. 2004. V. 39. P. 367-390.
- Eshet Y., Moshkovitz S., Habib D. et al.* Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous / Tertiary boundary at Hor Hahar, Israel // *Mar. Micropaleontol.* 1992. V. 18. P. 199-228.
- Glasby G. P., Kunzendorf H.* Multiple factors in the origin of the Cretaceous / Tertiary boundary: the role of environmental stress and Deccan Trap volcanism // *Geol. Rundsch. Z. Allg. Geol.* 1996. V. 85(2). P. 191-210.
- 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. V. 171. № 1-4. P. 347-357.
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156-1166.
- Hull P. M., Franks P. J. S., Norris R. D.* Mechanisms and models of iridium anomaly shape across the Cretaceous-Paleogene boundary // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 301(1-2). P. 98-106.
- Keller G.* Biotic effects of volcanism and impacts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 215. P. 249-264.
- Keller G., Adatte T., Gardin S. et al.* Main Deccan volcanism phase ends near the K-T boundary: Evidence from the Krishna-Godavari Basin, SE India // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 268. P. 293-311.
- Keller G., Adatte T., Tantawy A. A. et al.* High stress late Maastrichtian — early Danian palaeoenvironment in the Neuquén Basin, Argentina // *Cretac. Res.* 2007. V. 28. P. 939-960.
- Lamolda M. A., Melinte M. C., Kaiho K.* Nannofloral extinction and survivorship across the K/T boundary at Caravaca, southeastern Spain // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 224. P. 27-52.
- Lamolda M. A., Melinte M. C., Kaiho K.* Calcareous nannoplankton assemblage changes linked to paleoenvironmental deterioration and recovery across the Cretaceous-Paleogene boundary in the Betic Cordillera (Agost, Spain) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2015. V. 441. P. 438-42.
- MacLeod K. G., Whitney D. L., Huber B. T., Koeberl C.* Impact and extinction in remarkably complete Cretaceous-Tertiary boundary sections from Demerara Rise, tropical western North Atlantic // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2007. V. 119. P. 101-115.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proc. of the 2nd Planktonic Conference on Planktonic Microfossils, Roma 1970 / Ed. A. Farinacci*. Roma: Tecnoscienza, 1971. P. 739-785.
- McLean D. M.* Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions // *Cretac. Res.* 1985. V. 6(3). P. 235-259.
- Monaco P., Rodríguez-Tovar F. J., Uchman A.* A delayed response of the trace fossil community at the Cretaceous-Paleogene boundary in the Bottaccione section, Gubbio, Central Italy // *Geobios*. 2015. V. 48. P. 137-145.
- Perch-Nielsen K.* Die coccolithen einiger danischer Maastrichtien und Danienlokalitäten // *Bull. Geol. Soc. Denmark*. 1969. V. 19. P. 51-68.

- Perch-Nielsen K.* Mesozoic Calcareous Nannofossils // Plankton Stratigraphy / Eds H. M. Bolli, J. B. Saunders, Perch-K. Nielsen. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 329–426.
- Pospichal J. J.* Calcareous nannoplankton mass extinction at the Cretaceous / Tertiary boundary: an update // The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history / Eds G. Ryder, D. E. Fastovsky, S. Gartner // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1996. V. 307. P. 335–360.
- Rodríguez-Tovar F. J., Martínez-Ruiz F., Bernasconi S. M.* Use of high-resolution ichnological and stable isotope data for assessing completeness of a K-P boundary section, Agost, Spain // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 237. P. 137–146.
- Rodríguez-Tovar F. J., Uchman A.* Trace fossils after the KT boundary event from the Agost section, SE Spain // Geol. Mag. 2004. V. 141(4). P. 429–440.
- Sarkar A., Bhattacharya S. K., Shukla P. et al.* High-resolution profile of stable isotopes and iridium across a K/T boundary section from Koshak Hill, Mangyshlak, Kazakhstan // Terra Nova. 1992. V. 4. P. 585–590.
- Schulte P., Alegret L., Arenillas I. et al.* The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary // Science. 2010. V. 327. P. 1214–1218.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton // Geol. Mijnbouw. 1977. V. 56. P. 37–65.
- Smit J., Hertogen J.* An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary // Nature. 1980. V. 285. P. 198–200.
- Tantawy A. A.* Calcareous nannofossil biostratigraphy and palaeoecology of the Cretaceous-Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt // Mar. Micropaleontol. 2002. V. 47. P. 323–356.
- Varol O.* Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy // Nannofossils and their Applications / Eds J. A. Crux, S. E. van Heck. London: The Geological Society, British Micropaleontological Society, 1989. V. 12. P. 267–310.

CRETACEOUS-PALEOGENE (K/T) BOUNDARY IN THE NORTH-EASTERN CAUCASUS (DAGESTAN): SEDIMENTOLOGY, GEOCHEMISTRY AND BIOTA

Yu. O. Gavrilov*, E. A. Shcherbinina, E. V. Shchepetova, O. V. Golovanova, B. G. Pokrovsky

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky per. 7, Moscow, 119017 Russia*

**E-mail: yugavrilov@gmail.com*

Received April 19, 2019

The Cretaceous/Paleogene (K/T) boundary interval was studied in the Okhli and Gubden sections, northeastern Caucasus. Two sediment successions represented in these sections were accumulated in different zones of the paleobasin and distinguished by their lithological and geochemical characteristics. The high-resolution study of nannofossils revealed very gradual changes in nannoplankton community at the Cretaceous/Paleogene transition. The nannofossil assemblage becomes poor from the level ca. 4 m below K/T boundary and it is very scarce in the last 2.5 m of uppermost Maastrichtian. The significant sea-level fall is evidenced in the beginning of the K/T event. It led to erosion and redeposition of Maastrichtian calcareous sediments within the thin layer of clay, covering erosional surface in the Okhli section. The clay mineral assemblage, starting from this surface contains palygorskite. The concentrations of coprolites (Decapoda?) and microspherulas (diagenetic microconcretions) with higher content of some trace elements were found within the small red lenses at the base of the clay layer overlying the Maastrichtian erosional surface. The reliable evidence of impact event are not recognized. The evolutionary trends which are recorded within the Cretaceous/Paleogene transitional interval in the Okhli and Gubden sections are similar to trends recognized in studied sections of the K/T event on the adjacent territories of the North-Eastern Peri-Tethys (e.g., southern Turkmenistan and Mangyshlak Peninsula).

Keywords: *Cretaceous/Paleogene boundary, northeastern Caucasus, nannofossils, geochemistry, trace elements, clay minerals, coprolites, microconcretions, environmental stress, eustatics.*

DOI: 10.31857/S0024-497X20196497-517