

УДК 551.763/3 (470.67)

ПОЗДНЕСЕНОМАНСКОЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ ОАЕ 2 В ВОСТОЧНО-КАВКАЗСКОМ БАССЕЙНЕ СЕВЕРНОГО ПЕРИТЕТИСА

© 2013 г. Ю. О. Гаврилов^{1,2}, Е. А. Щербинина¹, О. В. Голованова¹, Б. Г. Покровский¹

¹Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7;

²Геологический факультет МГУ
119991 Москва, Ленинские горы, МГУ, д. 1;
E-mail: gavrilo@ginras.ru, yugavrilo@gmail.com

Поступила в редакцию 13.05.2013 г.

В разрезах мела Восточного Кавказа установлено присутствие высокоуглеродистых отложений, соответствующих позднеэоценовому палеоэкологическому событию ОАЕ 2. В них выявлены изотопные аномалии — положительная $\delta^{13}\text{C}$ и отрицательная $\delta^{18}\text{O}$, что характерно также для этого интервала в других районах мира. Отложениям присуща отчетливая цикличность, выраженная чередованием черных углеродистых и серых более карбонатных слоев. Породы обогащены широким спектром химических элементов, хотя концентрация некоторых из них (Mo, Se) меньше, чем в типичных осадках аноксидных водоемов. Сделан вывод о нестабильности и ограниченности развития аноксидных обстановок в палеоводоеме. В наннопланктонных ассоциациях отложений ОАЕ 2 резко доминирует высокотолерантный эвритопный таксон *Watznaueria*, происходит заметное увеличение численности холодноводных форм *Eprolithus* и уменьшение характерных для вмещающих толщ тепловодных *Rhagodiscus*, что свидетельствует о развитии в целом неблагоприятных для нормальной морской наннофлоры обстановок и кратковременном похолодании в бассейне в ходе ОАЕ 2. Образование высокоуглеродистых отложений происходило на фоне быстрой эвстатической трансгрессии вследствие резкого роста биопродуктивности фитопланктона в водоеме. Продолжительность события ОАЕ 2 оценена в ~400 тысяч лет.

DOI: 10.7868/S0024497X13060049

Во многих районах мира в разрезах мела океанов и эпиконтинентальных морей выделяются уровни отложений, обогащенных органическим веществом и соответствующих так называемым глобальным “океанским аноксическим событиям” (Oceanic Anoxic Events, OAEs) [Arthur, Schlanger, 1979; Arthur et al., 1987; Schlanger, Jenkins, 1976; Schlanger et al., 1987 и др.]. Они характеризуются резкими различиями соотношений изотопов углерода и кислорода, обусловленными изменениями углеродного баланса и температурного режима планеты, широким развитием обстановок дефицита кислорода вплоть до аноксических, накоплением отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ), и заметными перестройками состава морской биоты.

В разрезах мела Северо-Восточного Перитетиса, в частности, Восточного Кавказа, также прослеживаются несколько обогащенных ОВ горизонтов, уверенно сопоставляемых с большинством из выделяемых в настоящее время ОАЕ [Гаврилов и др., 2006; Щербинина и др., 2011; Щербинина, Гаврилов, 2012; Gavrilov, Shcherbinina, 2005]. Среди них наиболее ярко выражено событие, произошедшее в конце эоцена — ОАЕ 2,

именуемое также как “событие Бонарелли” (Bonarelli Event).

Несмотря на то, что отложениям этого события часто присущи общие черты (обогащение ОВ, существенные сдвиги в соотношениях изотопов кислорода и углерода, значительные вариации концентраций малых элементов и т.д.), устанавливаются также и отчетливые различия в литолого-геохимической характеристике разрезов из разных частей Северо-Восточного Перитетиса: в одних местах в углеродистых отложениях присутствует значительная масса биогенного кремнезема (Западный Кавказ, Грузия), в других — относительно высокое содержание карбонатного материала (Крым, Восточный Кавказ). Различные отложения, соответствующие событию Бонарелли, были изучены в разрезах этого интервала Крымско-Кавказской области [Алексеев и др., 1997; Брагина, 1999; Гаврилов, Копачев, 1996; Гаврилов и др., 2009; Кузьмичева, 2001; Найдин, 1993; Найдин, Алексеев, 1980; Найдин, Кияшко, 1994 а,б; Fisher et al., 2005; Копачев, Кузьмичева, 2002; Shcherbinina, Aleksandrova, 2005; Tur, 1996]; на Русской плите этому временному интервалу в основном соответствует перерыв в седиментации [Алексеев и др., 1997 и др.].

Задачей данного исследования было проведение комплексного седиментологического, геохимического и палеонтологического (по данным изучения наннопланктона) анализа отложений ОАЕ 2 Дагестана с целью выяснения условий их формирования в позднесенноманском бассейне Восточного Кавказа, выявление общих и специфических черт, присущих этим отложениям, в сравнении с аналогичными образованиями в других районах мира.

В процессе изучения отложений ОАЕ 2 Дагестана был выполнен большой объем аналитических исследований, которые проводились преимущественно в лаборатории химико-аналитических исследований и лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН. Определения химических элементов осуществлялись на рентгенфлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer; $C_{орг}$ и CO_2 анализировались химически [Методы ..., 1957],

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение проб и стандартов KH-2, IAEA CO-1 и NBS-19 проводилось с помощью H_3PO_4 при $50^\circ C$. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$.

Пиролитические определения ОВ получены с использованием прибора Rock-Eval 2 в Институте геологии и разработки горючих ископаемых.

ПОЛОЖЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОАЕ 2 В РАЗРЕЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДАГЕСТАНА И ИХ СТРУКТУРА

Горизонт, соответствующий “событию Бонарелли”, прослеживается в нескольких разрезах Горного Дагестана — в районе сел Аймаки, Левашы, Хаджалмахи, Карекадани (Цудахар), вблизи Миатлинской ГЭС и других местах (рис. 1).

Отметим, что отложения этих разрезов накапливались в несколько разных фациальных обстановках. Соответственно их внутренняя структура, геохимические характеристики могут различаться. Таким образом, эти разрезы дополняют друг друга в отношении информации о закономерностях их образования в разных частях палеобассейна.

Разрез “Аймаки” (см. рис. 1, точка 1). Этот разрез является стратиграфически наиболее полным. Горизонт, соответствующий событию ОАЕ 2, залегает в верхней части сенноманской толщи (рис. 2). Эта толща мощностью около 60 м представляет собой неравномерное чередование темно-серых глинистых мергелей и пластов известняков. В основании, середине и верхней части сенноманской

толщи выделяются пачки, в которых известняки либо преобладают, либо полностью слагают интервал. Сенноманские отложения имеют циклическое строение: в них выделяются два крупных седиментационных цикла, сходных по мощности и осадочной структуре. Крупные циклы в свою очередь состоят из различных более мелких циклов (по крайней мере еще двух порядков), толщина которых обычно варьирует от 1 до нескольких метров (см. рис. 2).

Верхняя известняковая пачка (мощность около 10 м, рис. 3в), в кровле которой залегают отложения ОАЕ 2, является верхним элементом второго крупного осадочного цикла сенномана Восточного Кавказа. Сложена эта пачка пластами известняков, толщина и плотность которых по разрезу меняется. Известняки плотные, белые или светло-серые, иногда с палевым оттенком. В этой пачке встречается несколько (не менее 7–8) прослоев, толщиной 1–8 см, сложенных темно-серой глинистой массой смектитового состава. На нескольких уровнях этой пачки залегают пласты, содержащие кремневые конкреции, как правило, черного цвета.

По резкой границе на слегка неровную кровлю пачки плотных белых известняков налегает слой серых (местами зеленовато-серых) слабослоистых глинистых известняков (толщина 0.75–0.8 м, рис. 3а, б, г, рис. 4), менее плотных, чем подстилающие; в составе терригенной примеси встречаются зерна глауконита (рис. 5, обр. № 320–1, 2). Примерно посередине этого горизонта находится пласт (0.15 м) относительно более плотных светлых известняков (см. рис. 3г, рис. 4, слой 336–1), который вместе с подстилающим его слоем глинистых известняков можно рассматривать как седиментационный цикл; залегающий же над ним слой глинистых известняков как нижнюю часть следующего (неполного) цикла. Породы этого горизонта литологически отличаются от подстилающих и перекрывающих их отложений, разделяясь отчетливыми границами, нижняя из которых, видимо, соответствует перерыву в осадконакоплении (см. рис. 4). По совокупности признаков можно предполагать, что эти отложения накапливались в относительно мелководных обстановках и отчасти включали в себя продукты перемыва подстилающих отложений. Аналогичный горизонт прослежен и в других разрезах этого интервала Дагестана, однако в них его толщина меньше (0.3–0.5 м) и литологически он более однороден. Схожий по седиментологическим характеристикам и по положению в разрезе ОАЕ 2 пласт установлен также в разрезах Крыма (“Аксудере” и “Сельбухра”). По нашему мнению, этот горизонт, следует рассматривать как начальную стадию осадконакопления в процессе развития события Бонарелли. В дальнейшем будем его называть «горизонт “ α ”» (см. рис. 3, рис. 4).

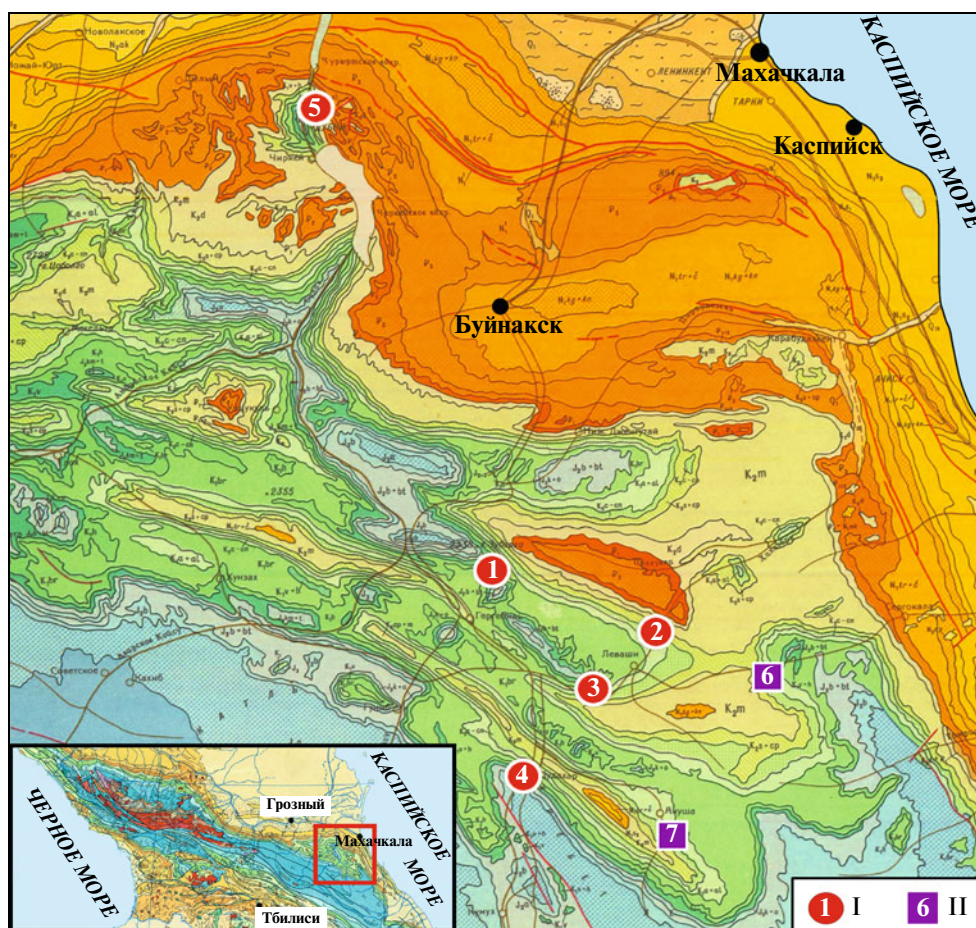


Рис. 1. Геологическая карта Дагестана и расположение изученных разрезов ОАЕ 2. На врезке геологическая карта Большого Кавказа, квадратом выделен район, где проводились исследования. I – расположение изученных разрезов ОАЕ 2: 1 – “Аймаки”, 2 – “Леваши”, 3 – “Хаджалмахи”, 4 – “Карекадани” (“Цудахар”), 5 – “Миатлинская ГЭС”; II – разрезы, в которых туронские отложения срезают ОАЕ 2: 6 – перевал Леваши-Сергокала, 7 – “Акуша”.

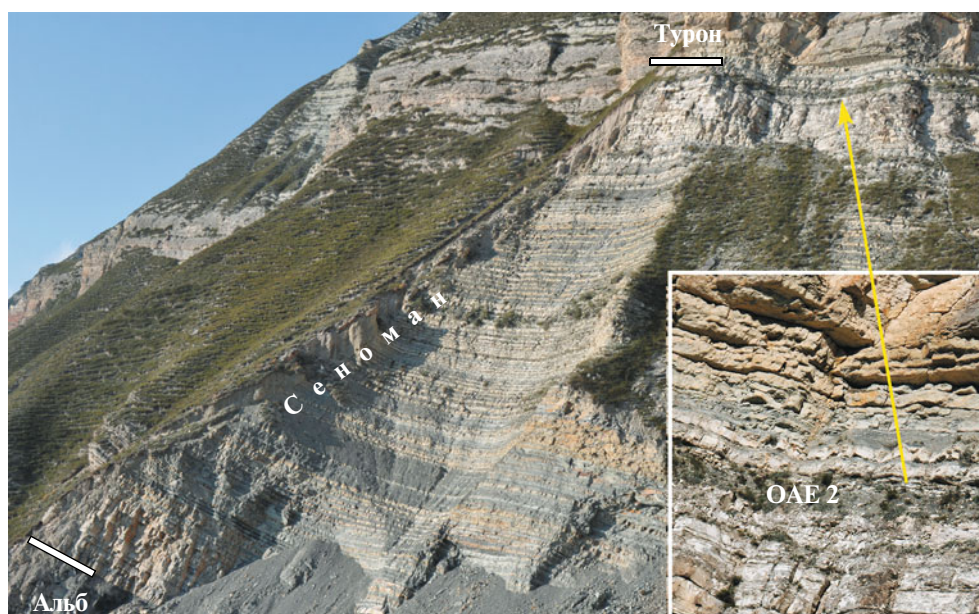


Рис. 2. Положение отложений ОАЕ 2 в толще сеномана разреза “Аймаки”.

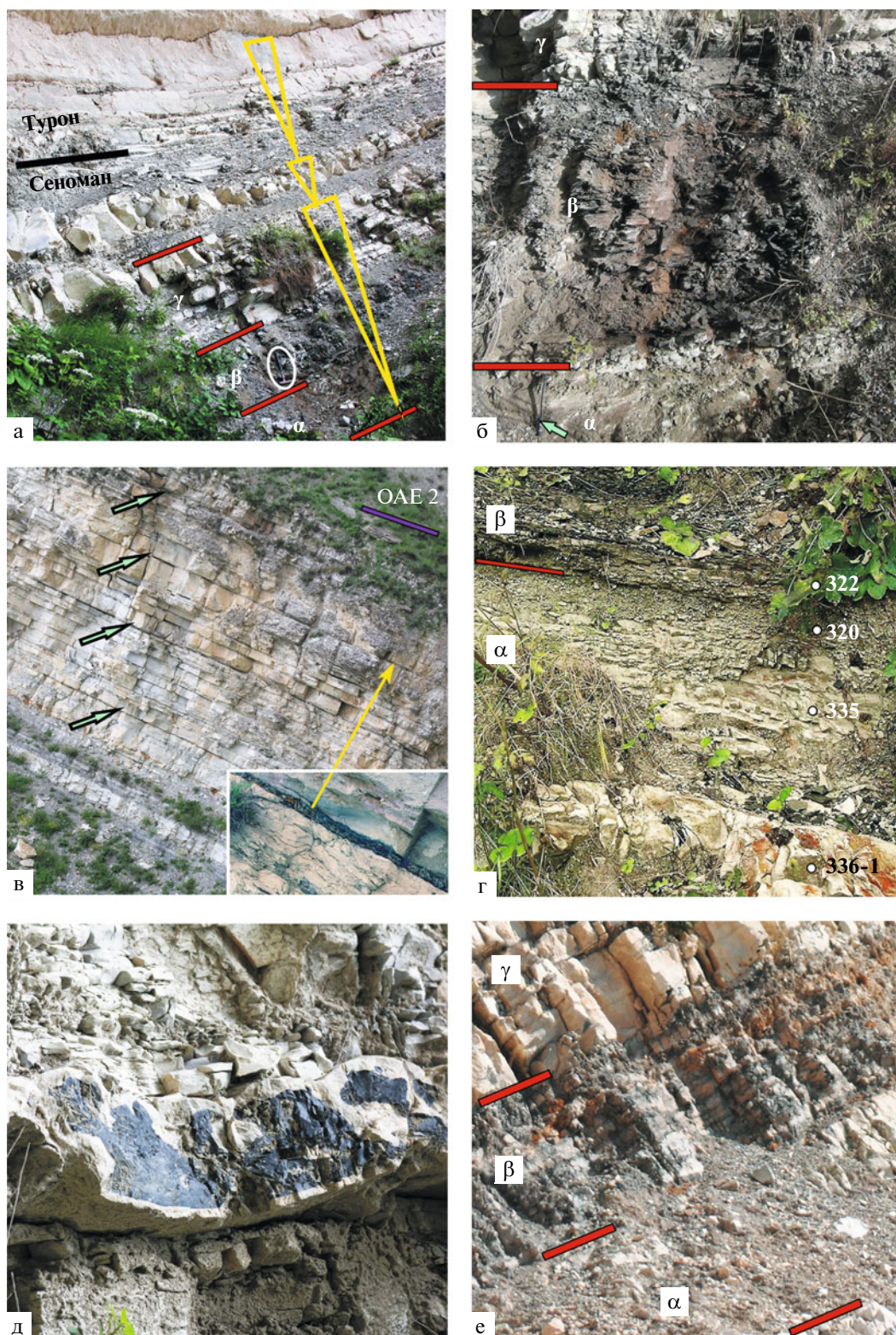


Рис. 3. Отложения ОАЕ 2 и вмещающей их толщи в разрезе “Аймаки”.

а – структура отложений переходной зоны от сеномана к турону; треугольниками обозначены седиментационные циклы; в овале – молоток, длина 35 см; α , β , γ – различные горизонты события ОАЕ 2; б – горизонт углеродистых отложений (β), стрелкой отмечен карандаш; в – пачка известняков, подстилающих отложения ОАЕ 2 (стрелками отмечены бентонитовые прослои); г – структура горизонта α ; д – кремневое стяжение (черное) в прослое известняка горизонта γ , диаметр ≈ 0.5 м; е – выветрелые отложения ОАЕ 2, на поверхности которых отчетливо проявляется циклическая структура углеродистого горизонта (на “свежей” поверхности цикличность проявляется слабо, см. “б”).

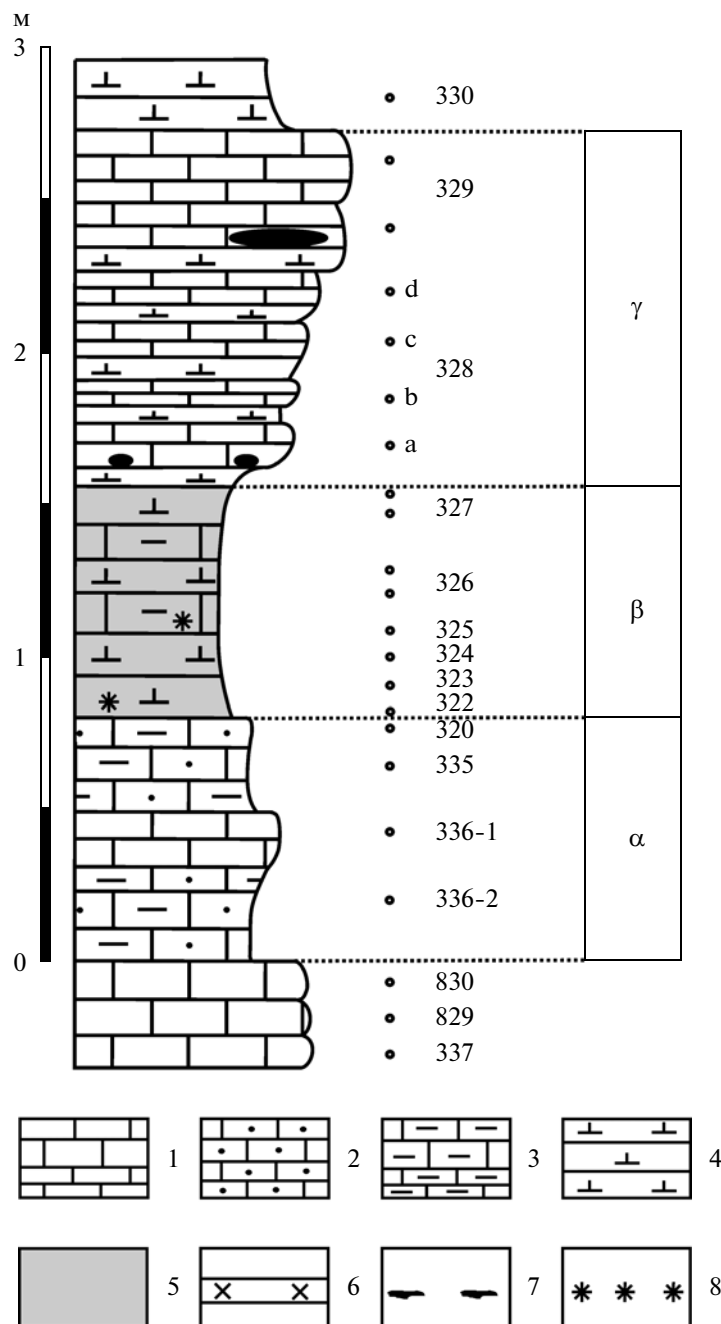


Рис. 4. Структура седиментационного цикла, соответствующего событию ОАЕ 2, и положение в нем углеродистого горизонта.

Цифры — номера образцов, α , β , γ — различные части седиментационного цикла.

1 — известняки, 2 — песчаные известняки, 3 — глинистые известняки, 4 — мергели, 5 — горизонт углеродистых отложений, 6 — бентонитовые прослои, 7 — кремневые конкреции, 8 — пиритовые конкреции.

На отложениях этого горизонта по резкой границе залегают темные, иногда почти черные, глинисто-карбонатные породы, обогащенные ОВ — горизонт “ β ” (см. рис. 3, 4, рис. 5, обр. № 322–327), толщина которого в разрезе “Аймаки” около 75–80 см. Поскольку, как будет показано ниже, в составе ОВ преобладает сапропелевый материал,

будем называть его сапропелитовым горизонтом (СГ). Строение СГ характеризуется слоистой структурой: выделяются прослои относительно массивных темно-серых пород и более плитчатые, слоистые, черного цвета. Если свежая (невыветрелая) поверхность черных сланцев в целом выглядит темной с незначительными вариациями

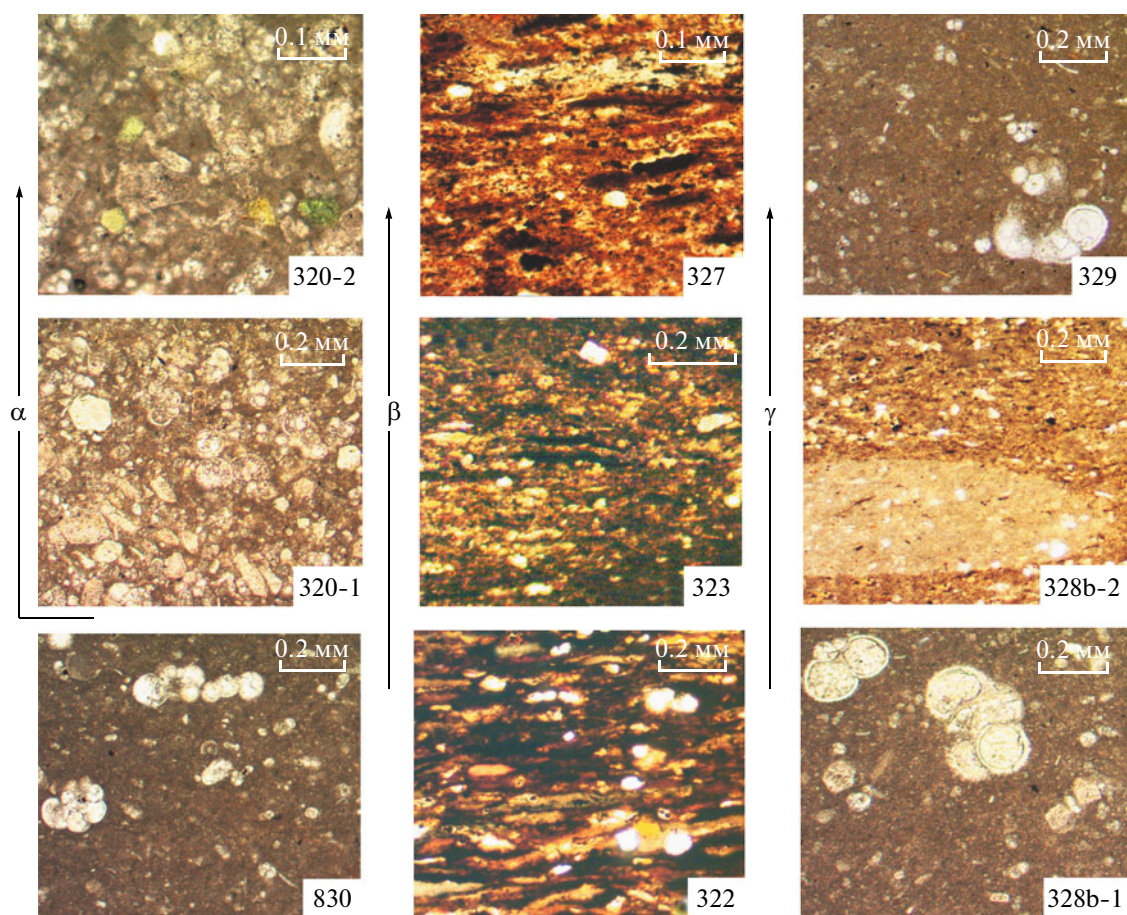


Рис. 5. Микрофотографии пород из разных частей отложений ОАЕ 2 разреза “Аймаки”.

№ 830 — известняк из кровли подстилающих ОАЕ 2 отложений, № 320-1, 2 — породы горизонта “α”, видны включения глауконита (2), № 322–327 — высокоуглеродистые породы горизонта “β”, № 328–329 — глинистые известняки и мергели горизонта “γ”, на фото 328б — светлая линзочка — след жизнедеятельности илоеда.

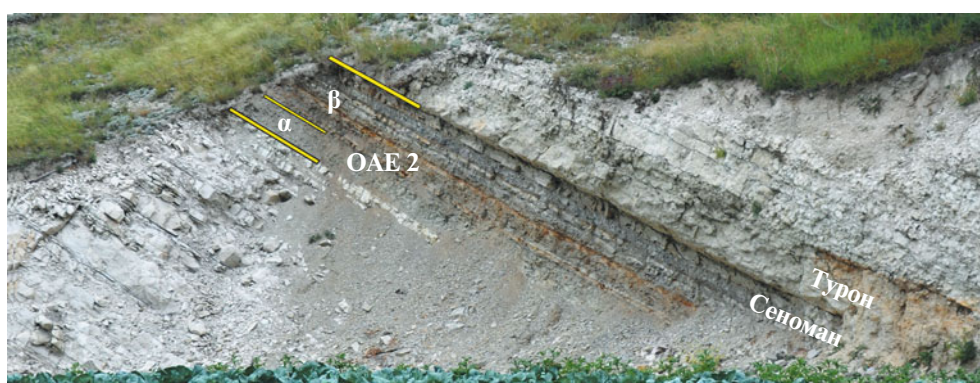


Рис. 6. Отложения ОАЕ 2 в переходных сеноман/туронских слоях в разрезе “Леваши”.

окраски, то на выветрелой поверхности этих отложений контрастность окраски разных слоев резко возрастает и становится хорошо видно, что он состоит из совокупности элементарных циклитов (пара: слой черного сланца, переходящий вверх в слой более светлой карбонатной породы); их количество достигает 11–12 (сравнить рис. 3б и рис. 3е).

В основании СГ, а также на некоторых уровнях внутри него залегают линзовидные или округлые сульфидные конкреции. Местами на плоскостях напластования отмечена чешуя рыб, следы жизнедеятельности *Chondrites*.

Над СГ на интервале в 65 см наблюдается чередование пластов плотного известняка толщиной 10–12 см и прослоев более мягких мергелей (первые см) – горизонт “γ” (см. рис. 3а, 4). В нижнем прослое встречены мелкие (первые см) черные кремневые стяжения. В породах этого интервала прослеживаются следы биотурбации – крупные в известняках и гораздо более мелкие и многочисленные в прослоях мергелей (обр. 328а, б, с, d). Перекрывается этот интервал пластом известняка (~0.5 м); в его основании выделяется слой (17 см) с крупными линзами черных кремневых стяжений до 0.5 м в диаметре (см. рис. 3 д, рис. 4, обр. 329). Подошва и кровля слоя местами неровные, что, видимо, является следствием перераспределения кремнезема внутри пласта.

Горизонт “α”, углеродистые глинисто-карбонатные отложения (“β”) и перекрывающая их пачка известняков с пластом с черными кремневыми конкрециями (“γ”) вместе образуют седиментационный циклит (см. рис. 4), схожий по структуре с другими циклитами, отчетливо различимыми в разрезах сеномана Восточного Кавказа (см. рис. 2). Таким образом, циклит, в состав которого входит горизонт углеродистых отложений, состоит из 3-х частей, соответствующих 3-м этапам его формирования. Первый горизонт (“α”) отвечает начальному этапу – накоплению осадков на фоне низкого стояния уровня моря в условиях относительного мелководья. Углеродистые отложения (горизонт “β”) накапливались во время быстрого подъема уровня моря и стремительно развивавшейся трансгрессии. Наконец, верхняя часть циклита (горизонт “γ”) образовывался в условиях вначале высокого и сравнительно стабильного стояния уровня моря с последующей тенденцией к его понижению в конце образования циклита.

Выше залегает пачка переслаивания пластов известняков различной мощности и глинисто-мергелистых пород (~5 м), которая в свою очередь перекрывается толщей массивных известняков среднего турона, образующей отчетливо выраженный в рельефе уступ (см. рис. 2, рис. 3а). В этой пачке переслаивания также можно выделить два седиментационных циклита: 1) маломощный нижний, состоящий из чередования слоев (не-

сколько см) более и менее плотных глинистых известняков (0.4 м) и перекрывающего его пласта известняков (0.5 м), 2) более мощный циклит (3.5 м) – в нижней части глинистые мергели, выше появляются тонкие прослои известняков, а в кровле – плотный пласт известняка 0.4 м. Возможно, к этому же циклу можно отнести пласт (0.7 м) в основании уступа известняковой толщи турона. Как будет показано ниже, граница между сеноманом и туроном проходит на уровне обр. 331-1, т.е. внутри верхней части этого седиментационного циклита.

Разрезы “Леваши”, “Хаджалмахи” и “Карекадани” (“Цудахар”) (см. рис. 1, точки 2, 3, 4). Разрезы у с. Леваши, около дороги, ведущей от с. Леваши к с. Хаджалмахи, и у с. Карекадани (в районе крупного села Цудахар) в целом похожи на разрез Аймаки (рис. 6, 7а–г). Однако в отличие от аймакинского разреза туронские известняки здесь залегают по резкой эрозионной границе непосредственно на СГ. Таким образом, из разреза выпадает интервал в несколько метров верхнесеноманских отложений над СГ, присутствующий в разрезе “Аймаки”. Горизонт “α” здесь отчетливо выделяется, его толщина 0.3–0.5 м. На выветрелой поверхности отложений СГ хорошо видна их циклическая структура (см. рис. 6, 7б, г). В залегающих ниже известняках также присутствует несколько бентонитовых прослоев.

Таким образом, строение углеродистых горизонтов на большей территории Восточного Кавказа (разрезы “Аймаки”, “Леваши”, “Карекадани”, “Хаджалмахи”) характеризуется отчетливо выраженной циклической структурой: они состоят из серии циклитов толщиной от 3–4 до 10–15 см (редко больше), количество циклитов достигает 11–12 (см. рис. 6, рис. 7б, г). В основании каждого циклита обычно залегает темный слой наиболее интенсивно обогащенных ОВ отложений, а в его верхней части – серая, более карбонатная порода; переход между нижними и верхними элементами циклитов, как правило, довольно отчетливый, но тем не менее относительно постепенный, в то время как граница между разными циклитами в основном резкая. Судя по описанию горизонта ОАЕ 2, приведенному в работе Н. Тур [Tur, 1996], аналогичная циклическая структура отложений установлена и в более западных районах Северо-Восточного Кавказа – в разрезе по р. Басс в Чечне. Такой характер напластования различных по составу слоев наблюдается также в других районах мира. Так, например, цикличность, обусловленная флуктуациями в содержании S_{org} и $CaCO_3$, описана в отложениях события “Бонарелли” в бассейне Тарфайя в зоне Атлантического побережья Марокко [Kuhnt et al., 1997], а также в других местах.

Разрез “Миатлинская ГЭС” (см. рис. 1, точка 5, рис. 7д, е). Этот разрез наиболее северный из всех поверхностных разрезов мела в Дагестане. Он вскрывается в ядре Хадумской антиклинали. Раз-



Рис. 7. Отложения ОАЕ 2 в переходных сеноман/туронских слоях разных разрезов.
а, в, д — положение отложений ОАЕ 2 в разрезах: а — “Хаджалмахи”, в — “Карекадани” (“Цудахар”), д — “Миатлинская ГЭС”; б, г, е — структура отложений ОАЕ 2 в соответствующих разрезах; на фото г размер полевого дневника 10 × 15 см, на фото е — диаметр пиритовой конкреции 3 см.

рез сеномана здесь заметно отличается от более южных. Во-первых, существенно сокращена его мощность — около 10 м, во-вторых, в нем доминируют известняки: в основании сеномана залегает пласт (до 2.5–3 м), над которым располагается слоистая пачка, сложенная слоями известняков толщиной 2–6 дециметров с прослоями черных мергелей (10–20 см) в верхней половине разреза (см. рис. 7е). Некоторые пласты известняков окрашены органическим веществом в серо-коричневый цвет. Породы очень плотные вследствие интенсивных постдиагенетических изменений, обусловленных повышенным в этом районе тепловым потоком. Соответственно, это обстоятельство усилило эффект перекристаллизации микрофауны в известняках. В этом разрезе трудно точно определить нижнюю и верхнюю границы горизонта ОАЕ 2. Тем не менее, несомненным является то, что к ОАЕ 2 относится пласт черного мергеля (~20–25 см), резко обогащенный ОВ и содержащий сульфидные конкреции диаметром 2–3 см (см. рис. 7е), и несколько пластов известняков, залегающих над ним, о чем свидетельствует наиболее интенсивный пик положительной изотопной углеродной аномалии. На слоистой толще сеномана залегают массивные известняки турона (см. рис. 7д).

Отметим, что в детально изученных нами отложениях сеномана в разрезах на перевале между сс. Леваши и Сергокала, а также в разрезе у с. Акуша (см. рис. 1, точки 6 и 7) отложения ОАЕ 2 отсутствуют вследствие размыва их во время регрессии в раннем туроне.

Распространение бентонитовых прослоев в разрезах сеномана. В меловых толщах Восточного Кавказа довольно часто встречаются бентонитовые прослои, которые на разных стратиграфических интервалах распространены неравномерно. Наибольшее их количество приурочено к кампану, но в сеноманской толще они также многочисленны. В разрезе “Аймаки” два пласта толщиной до 10–15 см залегают в известняковой пачке в середине разреза (то есть в верхней части нижнего крупного цикла), однако наибольшее их количество (7–8) приурочено к верхам разреза сеномана — к пачке известняков под горизонтом ОАЕ 2 (см. рис. 3в). Отмечены они также в туронских отложениях. Исходя из количественного распределения бентонитовых прослоев в разрезе, можно говорить об усилении вулканической активности в позднем сеномане, в период предшествовавший событию Бонарелли, а также и во время самого события. Во многих работах, посвященных событию Бонарелли в других районах мира, также отмечается присутствие бентонитовых прослоев в толщах, вмещающих отложения ОАЕ 2 [например, Prokoph et al., 2001; Bowman, Bralower, 2005 и др.]. Несмотря на то, что активизация в это время вулканизма происходила в глобальном масштабе [Hays, Pittman, 1973; Sinton, Duncan, 1997;

Kerr, 1998; Kuroda et al., 2007 и др.], пепловый материал непосредственно в район Восточного Кавказа поставлялся, видимо, из зон активного вулканизма в Закавказье, где накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи [Геология ..., 1970, 1972].

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕСЕНОМАНСКИХ-НИЖНЕТУРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАГЕСТАНА ПО НАННОПЛАНКТОНУ

Наннопланктон переходных сеноман-туронских отложений был изучен в разрезах “Аймаки”, “Леваши” и “Карекадани”. Численность наннопланктона значительно меняется в разных фациях этого интервала, сохранность варьирует от средней до плохой (преимущественно в плотных известняках). Тем не менее, ассоциации оказались достаточно представительны для зонального расчленения по наннопланктонным шкалам.

Обсуждаемая часть разреза относится к поздне-сеноманскому-раннетуронскому интервалу в объеме зон CC10-CC12 шкалы В. Сиссингха и К. Перч-Нильсен [Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985] или зон UC5-UC8 шкалы Дж. Барнетт [Barnett, 1998]. Основными событиями в распространении наннопланктона этого интервала являются: исчезновение *Lithraphidites acutus* и *Axopodorhabdus albianus*, маркирующих нижние границы зоны UC5 и подзоны UC5b соответственно (рис. 8), появление *Quadrum intermedium*, отвечающее основанию подзоны UC5c, исчезновение *Helenea chiasia*, фиксирующее границу сеномана/турона и границы подзон CC10a/CC10b (= UC5/UC6), появление *Quadrum gartneri*, по которому проводится граница зон CC10/CC11 (= UC6/UC7), и появление *Eiffelithus eximius*, фиксирующее нижнюю границу зоны CC12 (= UC8) и основание среднего турона.

В разрезе Аймаки исчезновение *Lithraphidites acutus* выявлено непосредственно под плотным уступом известняков, образующим основание обсуждаемой части разреза, что позволяет провести границу зон UC4/UC5 в ~8 м ниже основания СГ. Последнее присутствие *Axopodorhabdus albianus*, весьма немногочисленного в этом бассейне, установлено в разрезе Аймаки в 3.6 м ниже подошвы СГ, фиксируя границу подзон UC5a/UC5b (рис. 9). В разрезе Леваши этот уровень находится в 3.0 м, а в разрезе Карекадани — почти в 8 м ниже СГ. Для этого вида характерен диахронизм исчезновения в тетической и бореальной областях. Например, на юге Богемского бассейна [Čech et al., 2005] и в Италии [Luciani, Cobianchi, 1999] его исчезновение совпадает с указанным в шкале Барнетт, а в классическом английском разрезе Истбэрн (Eastbourne) [Paul et al., 1999], в Испании [Lamolda et al., 1997], Воконтском бассейне [Fernando et al., 2010] и Румынии [Melinte-Dobrinescu, Bojar, 2008]

Зоны по нанно-планктону		Уровни появления и исчезновения наннопланктона			
1	2	Burnett, 1998		Эта работа	
CC10b	UC8(часть) a	▲ <i>Helicolithus turonicus</i> ▲ <i>Kamptnerius magnificus</i>		UC8(часть) a	▲ <i>Eiffellithus eximius</i> ▲ <i>Lucianorhabdus maleformis</i>
	UC7	▲ <i>Eiffellithus eximius</i>		UC7	▲ <i>Eiffellithus eximius</i> ▲ <i>Eprolithus eptapetalus</i> ▲ <i>Quadrum gartneri</i>
	UC6 b	▲ <i>Quadrum gartneri</i>		UC6 b-a	▲ <i>Quadrum gartneri</i>
	UC6 a	▲ <i>Eprolithus moratus</i>		UC6 b-a	
	UC5 c	▼ <i>Heleneu chiastia</i> ▲ <i>Eprolithus octopetalus</i>		UC5 c	▼ <i>Heleneu chiastia</i> ▼ <i>Rhagodiscus asper</i> ▼ <i>Corollithion kennedyi</i> ▼ <i>Eprolithus octopetalus</i> ▼ <i>Gartnerago nanum</i>
CC10a	UC5 b	▲ <i>Cylindralithus coronatus</i> ▲ <i>Quadrum intermedium</i> ▲ <i>Ahmuelerella octoradiata</i>		UC5 b	▲ <i>Quadrum intermedium</i>
	UC4 b	▼ <i>Rhagodiscus asper</i> ▼ <i>Axopodorhabdus albianus</i>		UC4 b-a	
	UC4 a	▼ <i>Seribiscutum gaultensis</i> ▼ <i>Lithraphidites acutus</i>		UC4 b	▼ <i>Lithraphidites acutus</i> ▼ <i>Axopodorhabdus albianus</i>
	UC4 a	▼ <i>Cretarhabdus striatus</i> ▼ <i>Braarudosphaera africana</i> ▲ <i>Cylindralithus biarcus</i>		UC4 a	▼ <i>Cretarhabdus striatus</i> ▲ <i>Cylindralithus biarcus</i>
	UC3(часть) e	▼ <i>Corollithion kennedyi</i> ▼ <i>Isocrystallithus compactus</i>		UC3(часть) e-c	
	UC3(часть) d	▼ <i>Gartnerago nanum</i>		UC3(часть) e-c	
	UC3(часть) c			UC3(часть) e-c	

Рис. 8. Зональные шкалы Сиссингха (1) и Барнетт (2) и сопоставление уровней появления и исчезновения видов наннопланктона, принятых в последней и в разрезах Центрального Дагестана (настоящая работа). Курсивом обозначены первичные маркеры; а–е — подзоны по наннопланктону; цветом выделен интервал, обсуждаемый в статье.

его последнее присутствие предшествует исчезновению *L. acutus*.

Появление *Quadrum intermedium* в основании подзоны UC5c в разрезе Аймаки установлено примерно в 3,0 м, в разрезе Леваша — в 2.3 м, а в разрезе Карекадани — в 10.7 м ниже СГ. Уровень появления этого вида в наших разрезах представляется близким к принятому в шкале Барнетт (см. рис. 8), хотя в некоторых разрезах мира *Q. intermedium* появляется несколько позже — в ранне-туронских зонах UC6 и UC7 [Luciani, Cobianchi, 1999; Paul et al., 1999; Haldas, Mutterlose, 2006]. В отложениях подзоны UC5c Центрального Дагестана нами установлено несколько уровней исчезновения видов наннопланктона, по которым в шкале Барнетт устанавливаются границы подзон более древних зональных подразделений. Так, *Corollithion kennedyi*, исчезновение которого должно отмечать нижнюю границу подзоны UC3e нижней части позднего сеномана, в дагестанских разрезах продолжает существовать значительно дольше, поднимаясь до подзоны UC5c, примерно так же, как и в Воконтском бассейне Франции [Fernando et al, 2010]. Еще более позд-

ние уровни исчезновения этого вида отмечаются в Италии (выше события Бонарелли) [Luciani, Cobianchi, 1999] и на этом же уровне установлены нами в Западном Крыму (разрез Сельбухра). Согласно шкале Барнетт, *Rhagodiscus asper* исчезает в подзоне UC5b. В изученных нами разрезах он присутствует вплоть до терминальной части подзоны UC5c, в Калифорнии исчезает в основании зоны UC7 (= CC11) [Fernando et al., 2011], в Египте продолжает существовать и в раннем туроне после появления *Quadrum gartneri* [Tantawi, 2008], а в Воконтском бассейне встречается и в среднем туроне (выше появления *Eiffellithus eximius*) [Fernando et al, 2010]. *Gartnerago nanum*, чье последнее появление фиксирует нижнюю границу подзоны UC3d, спорадически появляется в наших разрезах вплоть до подзоны UC5c, где его исчезновение совпадает с появлением *Eprolithus octopetalus*. Последний вид, согласно шкале Барнетт, должен появляться в подзоне UC5c (ниже исчезновения *H. chiastia*). В этом интервале он появляется в Марокко [Tantawi, 2008], Богемском бассейне [Čech et al., 2005], а также в Крыму и на Восточном Кавказе. Близко к этому уровню его

Ярус	Зоны по нанопланктону	
	1	2
Типовый	CC12	UC8
	CC11	UC7
	CC10b	UC6
Сеноман	CC10a	UC5c
		UC5a-b

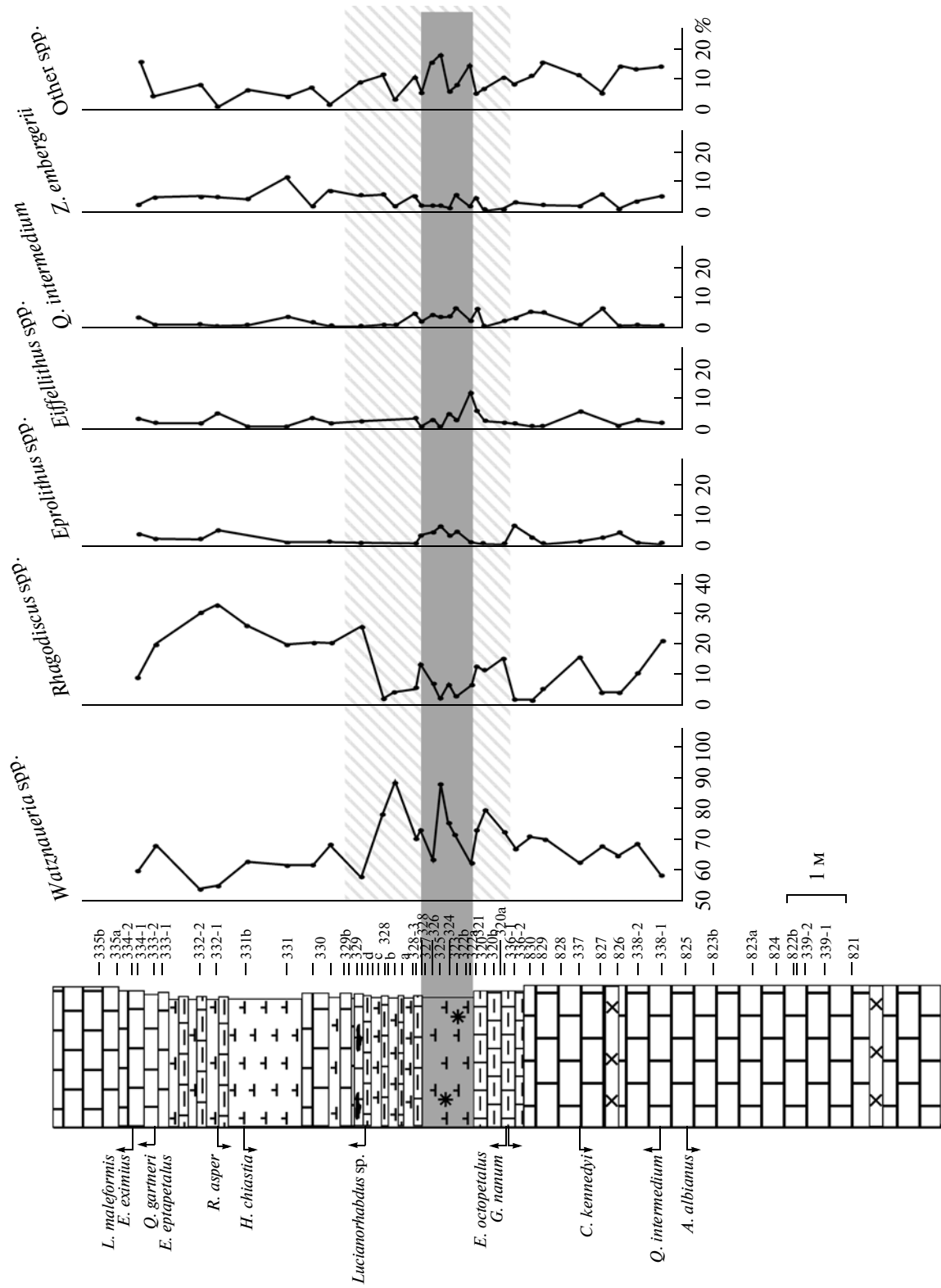


Рис. 9. Зональное расчленение переходного сеноман-туронского интервала разреза “Аймаки” по нанопланктону, уровни появления и исчезновения видов и соотношение наиболее распространенных форм нанопланктона.
1 – зоны по шкале Сиссингха [Sissingh, 1977], 2 – зоны по шкале Барнетт [Burnett, 1988]; область, выделенная серым цветом, – интервал СГ, косой штриховкой – весь интервал события ОАЕ 2.

появление в Испании [Lamolda et al., 1997] и Румынии [Melinte-Dobrinescu, Bojar, 2008]. В разрезе Аймаки, как и в Крымских разрезах, *E. octopetalus* появляется непосредственно под СГ. Во многих разрезах мира его первое появление отмечается несколько позже, в основании турона (зона CC11) [Fernando et al., 2010; Luciani, Cobi-anchi, 1999; Hardas, Mutterlose, 2006]. Встреченные в средней части подзоны UC5c наннолиты *Lucianorhabdus* sp. (рис. 10), по-видимому, являются наиболее ранним из зафиксированных появлений представителей этого рода: до сих пор появление первых видов этой эволюционной линии было отмечено в Богемском бассейне в отложениях подзоны UC6b [Čech et al., 2005].

Исчезновение *Helenea chiastia*, соответствующее границе подзон CC10a/CC10b (= UC5/UC6) и являющееся наиболее приближенным к границе сеноманского и туронского ярусов наннопланктонным событием [Kennedy et al., 2005], выявлено в разрезе Аймаки примерно в 3.2 м выше основания СГ (см. рис 8, 9, обр. 331b).

Короткий интервал раннетуронской зоны UC6 (= подзоне CC10b) в эволюции наннопланктона отмечен только появлением *Eprolithus eptapetalus* (= *E. moratus*), фиксирующим подошву подзоны UC6b. На этом уровне (до появления *Quadrum gartneri*) его присутствие установлено в Германии [Linnert et al., 2010], Англии [Burnett, 1998] и Калифорнии [Fernando et al., 2011]. В Дагестане этот вид появляется вместе с *Quadrum gartneri* в основании зоны UC7, а в Воконтском бассейне еще выше, в среднетуронской зоне UC8 (выше уровня появления *Eiffellithus eximius*).

Появление *Quadrum gartneri* (подошва зоны CC11 = UC7), ранее во многих работах принимавшееся за маркер границы сеномана и турона [Tsikos et al., 2004 и др.], в разрезе Аймаки установлено в 5.6 м выше подошвы СГ.

Маркеры среднетуронской зоны CC12 (= UC8) *Eiffellithus eximius* и *Lucianorhabdus maleformis* появляются всего в 0.4 м выше первого появления *Q. gartneri*. В разрезах Леваша и Карекадани эти виды встречены только в плотных желтовато-розовых известняках, налегающих на СГ по резкой эрозионной границе. (см. рис. 6, 7в). Несмотря на то, что разрез Аймаки демонстрирует наиболее полный из изученных разрезов интервал нижнетуронских отложений, их столь малая мощность (1.7 м) свидетельствует, по-видимому, о конденсированном режиме седиментации. Одновременное появление *E. eximius* и *L. maleformis*, совпадающее с необычно ранним появлением первых представителей рода *Micula*, очевидно, свидетельствует о небольшом перерыве в основании среднего турона. Столь же раннее появление микул, характерных для коньякских отложений, установлено нами в разрезах Западного Крыма.

Таким образом, в разрезах Центрального Дагестана удалось проследить последовательность появлений и исчезновений первичных и вторичных зональных маркеров наннопланктона, что позволило выделить в переходном сеноман-туронском интервале все зональные подразделения по стандартным наннопланктонным шкалам и отнести уровень СГ к подзоне UC5c (=верхней части подзоны CC10a) терминального сеномана.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОАЕ 2

Органическое вещество и CaCO₃ в разрезах верхнего сеномана

Наиболее характерной чертой отложений ОАЕ 2 является их интенсивное обогащение ОВ: содержание $C_{орг}$ в породах достигает 7–9 % (рис. 11–15). Причем рост концентраций происходит быстро, по резкой границе, отделяющей эти породы от подстилающих отложений. Однако, как было отмечено выше, распределение ОВ в отложениях ОАЕ 2 весьма неравномерное, что связано с их циклической структурой: нижние части циклитов интенсивно обогащены ОВ при относительно низких содержаниях $CaCO_3$; в верхних — напротив, концентрации $CaCO_3$ существенно возрастают, а содержания $C_{орг}$ заметно уменьшаются (вплоть до <1 %).

В разрезах ОАЕ 2 с наиболее отчетливо выраженной циклическостью (“Хаджалмахи”, “Карекадани”, см. рис. 7) хорошо видно, что толщина циклитов возрастает снизу вверх: с 4–5 см до 12–15 см; одновременно увеличивается толщина обогащенных ОВ прослоев — с 1–1.5 см до 5–10 см. При этом максимальные содержания $C_{орг}$ отмечены в верхней половине горизонта — в наиболее мощных циклитах. Следует отметить, что в этом интервале иногда наблюдается сглаживание различий между нижним и верхним элементами циклитов, т.е. дифференциация на углеродистый и более карбонатный прослой становится менее отчетливой из-за высоких концентраций ОВ по всей толщине циклита. Вблизи кровли ОАЕ 2 толщина циклитов опять уменьшается, а дифференциация между их элементами возрастает.

Следует отметить, что во вмещающей отложения ОАЕ 2 толще некоторые горизонты также обогащены ОВ. Так, в разрезах верхнего сеномана “Хаджалмахи” и “Карекадани” залегают пласты мергелей или глинистых известняков с содержанием $C_{орг}$ до 2–3% (см. рис. 13, 14), но более высоких концентраций не отмечается. В разрезе «Аймаки», в котором можно наблюдать распределение $C_{орг}$ в перекрывающих углеродистый горизонт отложениях, в некоторых слоях содержания $C_{орг}$ достигают 2% (см. рис. 11). В этом интервале отмечен известняковый пласт с линзами ранне-

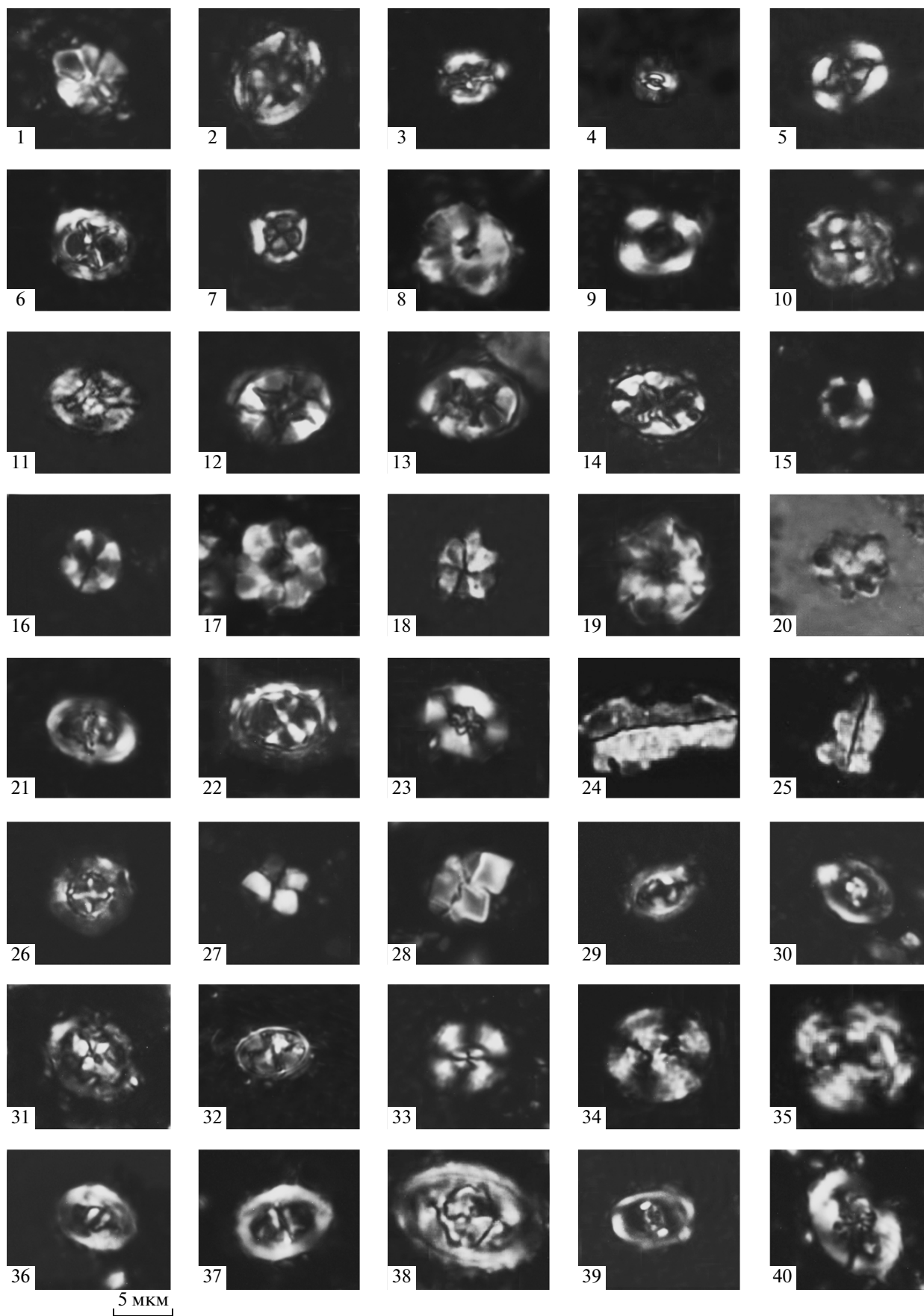


Рис. 10. Микрофотографии наннопланктона переходных сеноман-туронских отложений Центрального Дагестана. Все изображения получены в поляризованном свете, за исключением фото 20.

1 — *Assipetra terebrodentarius* (Applegate et al. in Covington and Wise, 1987) Rutledge and Bergen in Bergen, 1994, разрез Леваши, обр. 1003; 2 — *Axopodorhabdus albianus* (Black 1967) Wind and Wise in Wise & Wind, 1977, разрез Леваши, обр. 1003; 3 — *Acaenolithus cenomanicus* Black 1973, разрез Карекадани, обр. 3-1; 4 — *Biscutum constans* (Górka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959, разрез Аймаки, обр. 338; 5 — *Broinsonia signata* (Noël 1969) Noël 1970, разрез Леваши, обр. 1001; 6 — *Chiastozygus platyrhethus* Hill, 1976, разрез Карекадани, обр. 4-1; 7 — *Corollithion kennedyi* Crux, 1981, разрез Аймаки, обр. 826; 8 — *Cylindralithus nudus* Bukry, 1969, разрез Леваши, обр. 178a; 9 — *Cylindralithus sculptus* Bukry 1969, разрез Аймаки, обр. 338; 10 — *C. sculptus*, разрез Леваши, обр. 1005; 11 — *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, разрез Аймаки, обр. 334; 12 — *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965, разрез Аймаки, обр. 332-1; 13 — *Eiffellithus digitatus* Shamrock, 2009, разрез Аймаки, обр. 334; 14 — *Eiffellithus* sp., разрез Аймаки, обр. 338; 15 — *Eprolithus apertior* Black, 1973, разрез Аймаки, обр. 334; 16 — *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966, разрез Леваши, обр. 1003; 17 — *E. floralis*, разрез Леваши, обр. 178a; 18 — *Eprolithus octopetalus* Varol, 1992, разрез Леваши, обр. 1001; 19 — *Eprolithus eptapetalus* Varol, 1992, разрез Леваши, обр. 182; 20 — *E. eptapetalus*, разрез Аймаки, обр. 334; 21 — *Gartnerago nanum* Thierstein, 1974, разрез Леваши, обр. 1001; 22 — *Gartnerago chiasta* Varol, 1991, разрез Карекадани, обр. 4-2; 23 — *Helenea chiastia* Worsley, 1971, разрез Карекадани, обр. 5-1; 24 — *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, 1966, разрез Аймаки, обр. 334; 25 — *Lucianorhabdus* sp., разрез Аймаки, обр. 329b; 26 — *Prediscosphaera columnata* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1984, разрез Карекадани, обр. 4-2; 27 — *Quadrum gartneri* Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977, разрез Аймаки, обр. 333-1; 28 — *Quadrum intermedium* Varol, 1992, разрез Аймаки, обр. 333-1; 29 — *Rhagodiscus achlyostaurion* (Hill, 1976) Doeven, 1983, разрез Карекадани, обр. 3-2; 30 — *Rhagodiscus asper* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1967, разрез Аймаки, обр. 333b; 31 — *Rhagodiscus splendens* (Deflandre, 1953) Verbeek, 1977, разрез Карекадани, обр. 4-2; 32 — *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b, разрез Карекадани, обр. 3-1; 33 — *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, разрез Леваши, обр. 1003; 34 — *Watznaueria biporta* Bukry, 1969, разрез Карекадани, обр. 4-2; 35 — *Watznaueria manivitiae* Bukry, 1973, разрез Аймаки, обр. 329-1; 36 — *Zeugrhabdus bicrescenticus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, разрез Аймаки, обр. 333-1; 37 — *Zeugrhabdus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, разрез Аймаки, обр. 329-1; 38 — *Zeugrhabdus embergeri* (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984, разрез Леваши, обр. 1001; 39 — *Zeugrhabdus noeliae* Rood et al. 1971, разрез Аймаки, обр. 829; 40 — *Zeugrhabdus scutula* (Bergen, 1994) Rutledge & Bown, 1996, разрез Карекадани, обр. 3-1.

диагенетических кремневых конкреций черного цвета. Эта окраска обусловлена присутствием на стадии диагенеза в иловых водах растворенного органического вещества. Поэтому даже в тех пластах известняков, в которых $C_{орг}$ в настоящее время содержится в минимальных количествах или отсутствует вовсе, можно предполагать изначальное наличие в осадках ОВ, которое в дальнейшем (преимущественно в диагенезе) было окислено и содержание его резко сократилось вплоть до полного исчезновения.

Органическое вещество в породах верхнего сеномана присутствует в различной форме. В прозрачных шлифах образцов из углеродистых отложений видно, что преобладает бесструктурное ОВ, соответствующее коллоальгинуиту (по классификации [Гинзбург, 1991]). ОВ часто образует тонкие слои, уплощенные линзочки длиной от сотых долей до нескольких миллиметров, располагающиеся параллельно напластованию (см. рис. 5, № обр. 322–327). Для бесструктурного ОВ характерна бурая окраска различных оттенков. Рост концентраций $C_{орг}$ коррелируется с увеличением размера коллоальгинитовых сгустков.

Для наиболее высокоуглеродистых разновидностей отложений характерны крупный размер коллоальгинитовых выделений и их многочисленность. В породах присутствует также примесь мелкого детрита наземного ОВ в виде черных или темно-бурых обрывков растительных тканей. В подстилающих и перекрывающих углеродистый горизонт отложениях ОВ находится, как правило, в тонкодисперсном состоянии. Происхождение (наземное или морское) тонкодисперсного ОВ в

карбонатных породах петрографическими методами установить трудно. Примесь тонкого растительного детрита в отложениях присутствует в сравнительно незначительных количествах, однако поскольку остатки морских организмов не сохранились, именно ОВ этого типа является доминирующим.

В таблице 1 приведены результаты пиролитических исследований ОВ в разрезах “Аймаки” и “Леваши”¹. Они показывают, что ОВ в высокоуглеродистых слоях события ОАЕ 2 отличается от ОВ из вмещающих этот горизонт отложений верхнего сеномана. В отложениях, образовавшихся до и после ОАЕ 2, величина водородного индекса (НІ) в большинстве образцов менее 200 мг УВ/г ТОС и только в единичных образцах возрастает до более 340. Таким образом, кероген во вмещающей толще преимущественно относится к II–III типам [Лопатин, Емец, 1987]. В самих углеродистых породах ОАЕ 2 значения НІ возрастают, достигая значений 500–700 мг УВ/г ТОС (кероген I–II типов). Вместе с тем в этом горизонте имеются прослой с низким содержанием $C_{орг}$ и невысокой величиной НІ, которая опускается до 130 (кероген III типа). Такие значения могут свидетельствовать о том, что при накоплении

¹ Величина ТОС (Total organic carbon) в табл. 1 и содержания $C_{орг}$ в табл. 2 несколько различаются по абсолютным значениям (содержания $C_{орг}$ ниже), хотя и показывают одинаковые тренды изменения количества ОВ в разрезе. Эти расхождения имеют систематический характер и обусловлены различиями в аналитических методах [Гинзбург, 1991; Методы ..., 1957].

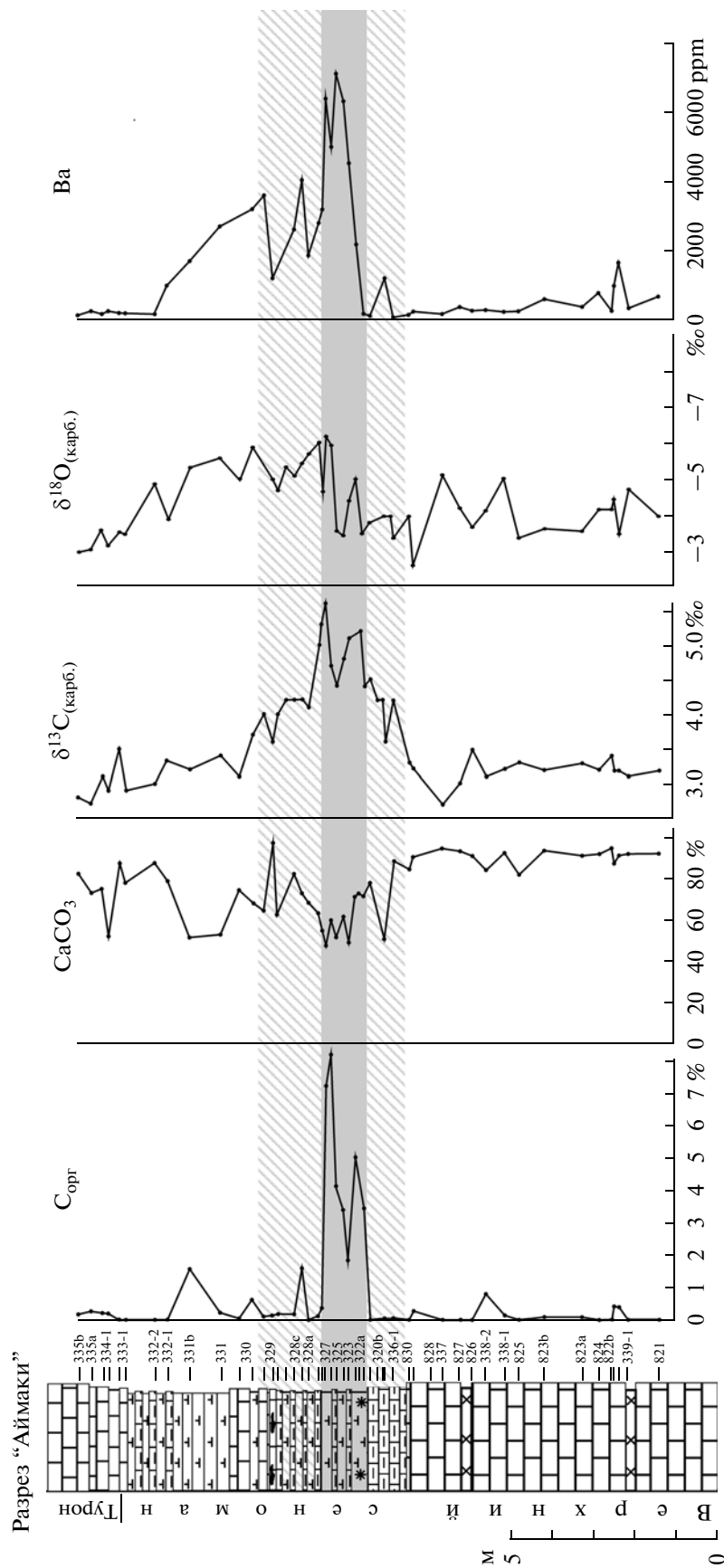
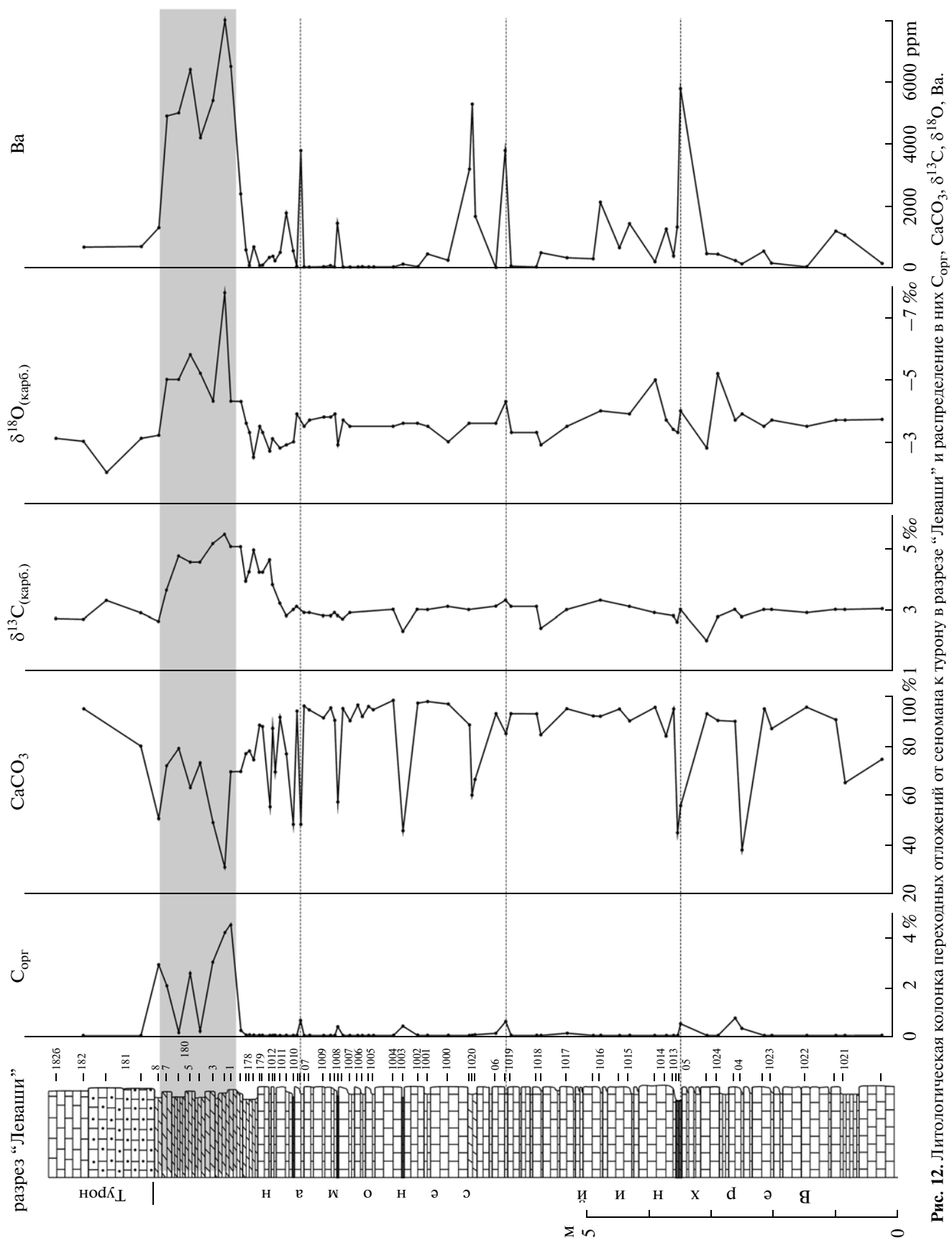


Рис. 11. Литологическая колонка переходных отложений от сеномана к турону в разрезе "Аймаки" и распределение в них C_{org} , $CaCO_3$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, Ba. На рисунках 11–16 условные обозначения см. рис. 4.



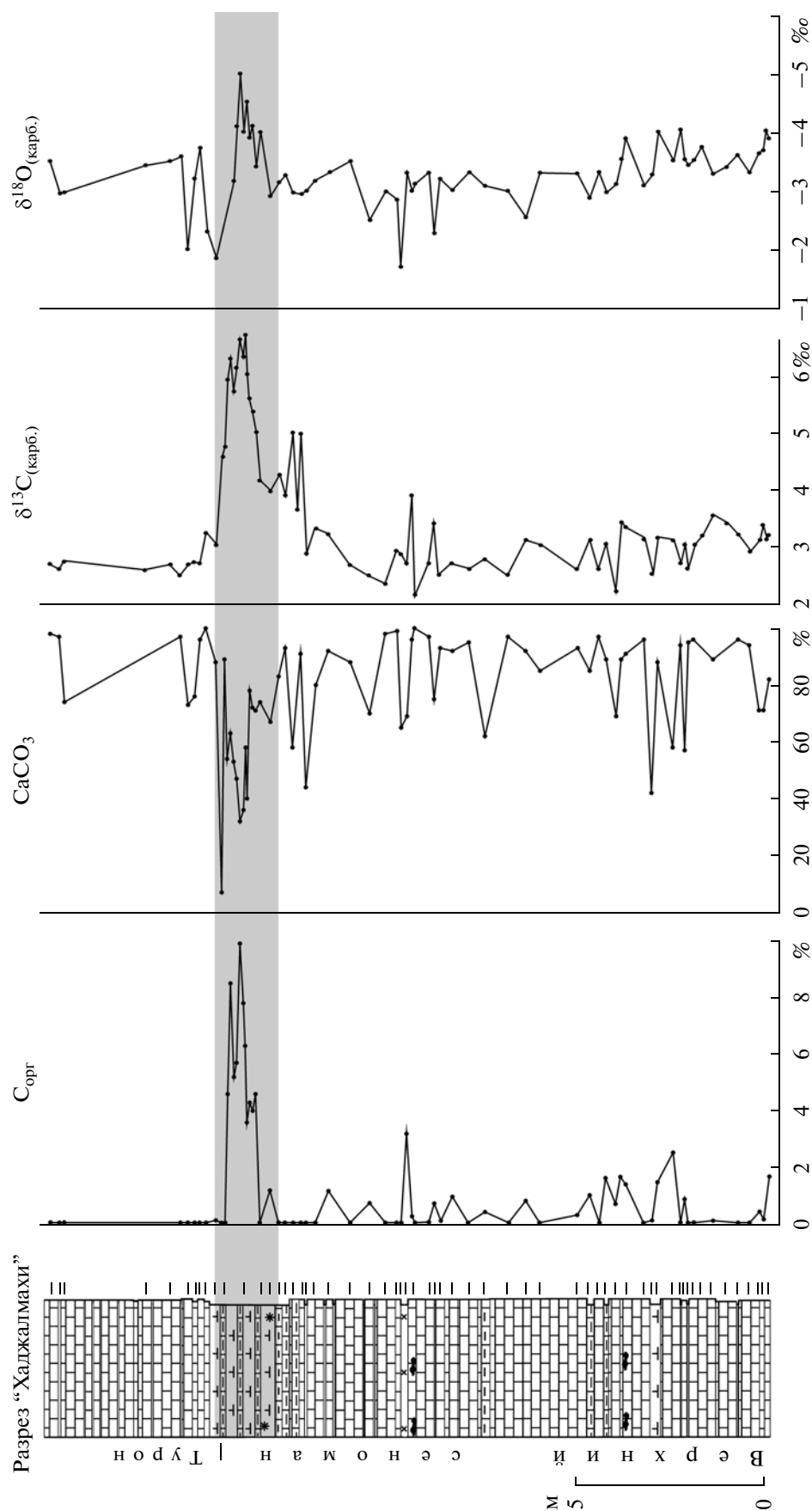


Рис. 13. Литологическая колонка переходных отложений от сеномана к турону в разрезе "Хаджалмахи" и распределение в них $\text{C}_{\text{орг}}$, CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$.

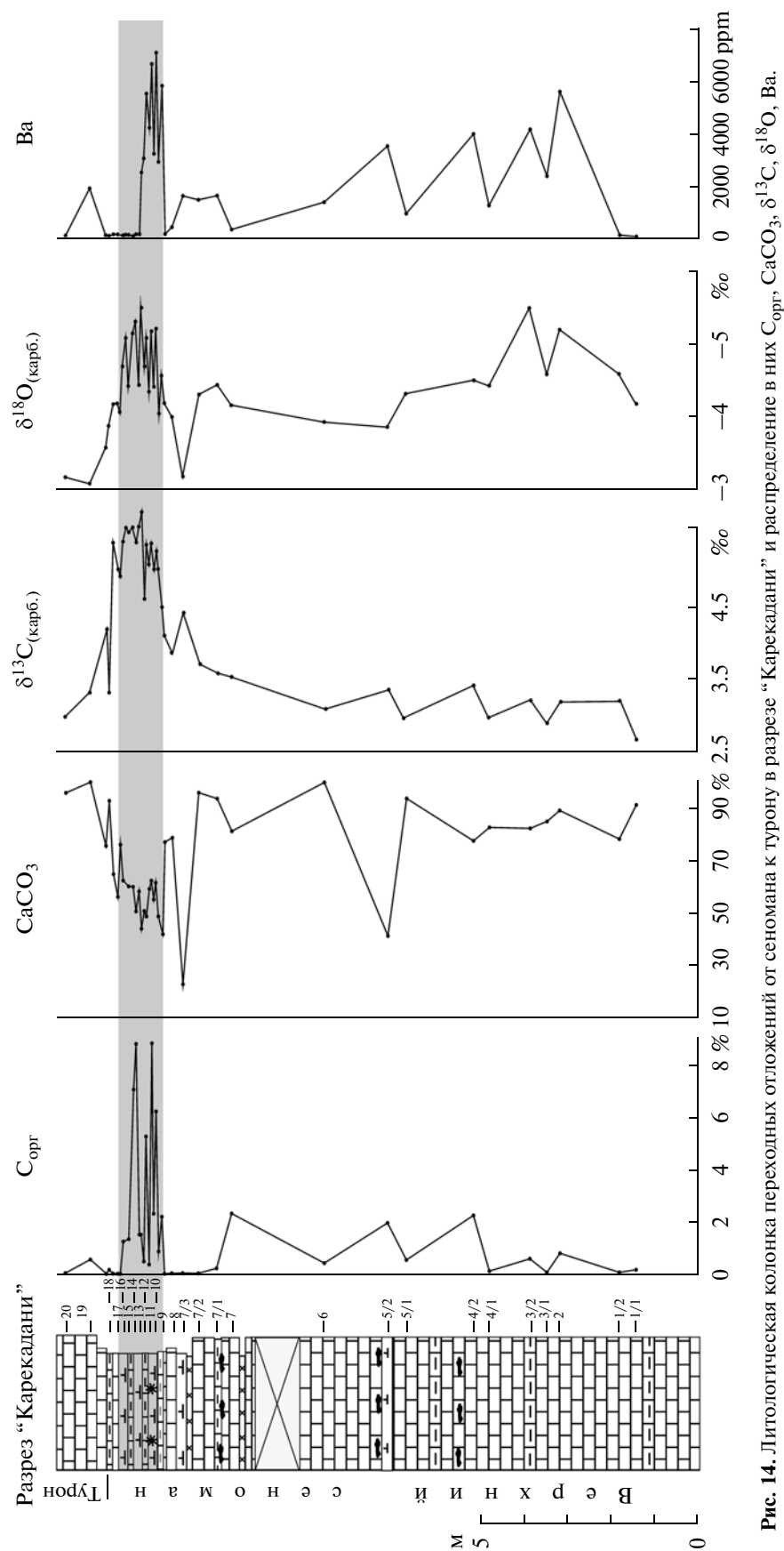


Рис. 14. Литологическая колонка переходных отложений от сеномана к турону в разрезе "Карекадани" и распределение в них C_{org} , $CaCO_3$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, Ba.

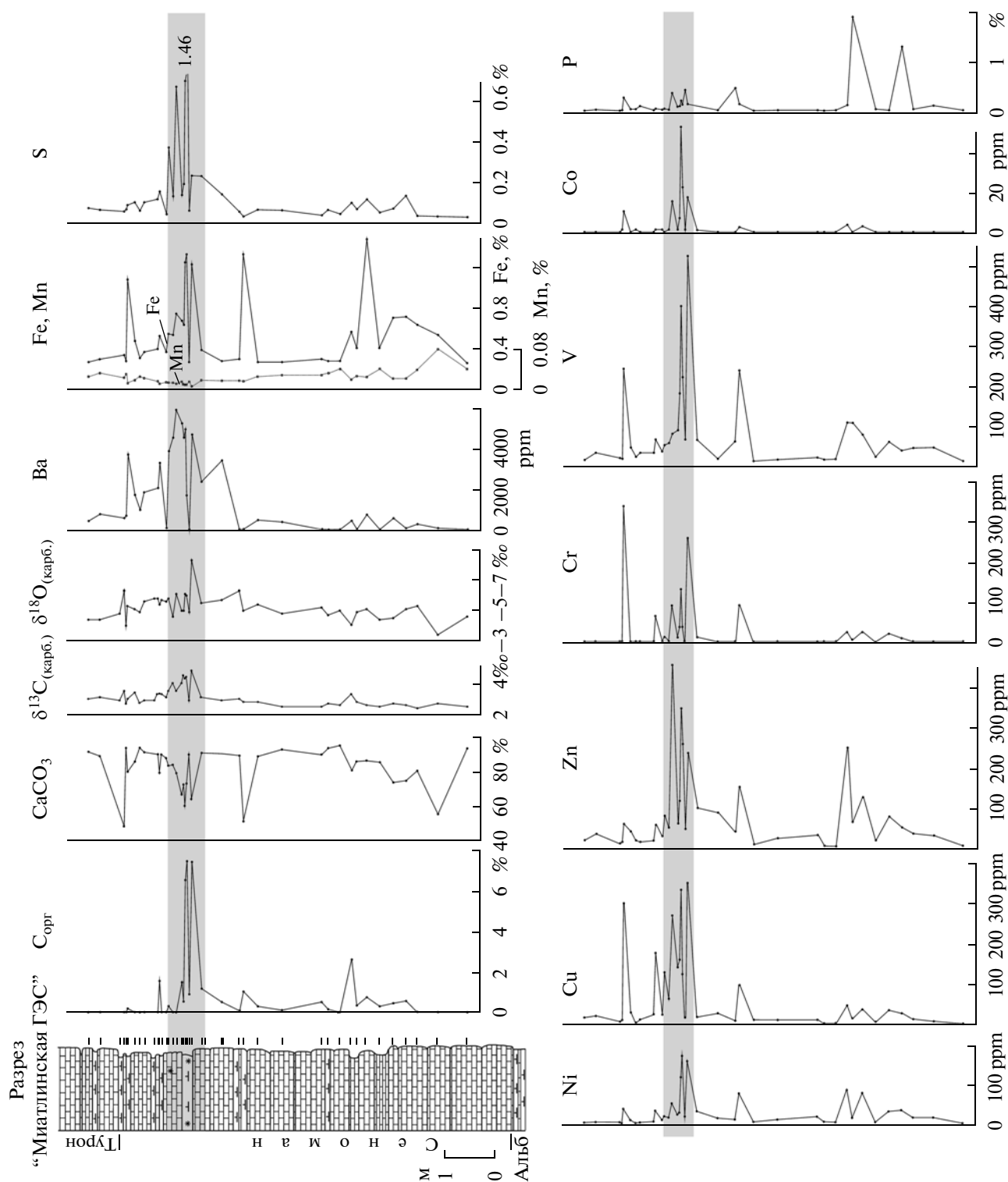


Рис. 15. Литологическая колонка переходных отложений от сеномана к турону в разрезе “Миатлинская ГЭС” и распределение в них C_{org} , $CaCO_3$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ и ряда химических элементов.

углеродистых осадков в них существенную роль играло бассейновое ОВ при резко подчиненной доле ОВ, поступавшего с суши; однако периодически, в течение некоторого относительно непродолжительного периода времени соотношение

между ними менялось, и доля бассейнового ОВ падала, а наземного, напротив, существенно возрастала.

Изучение выделенного из пород мацерата ОВ показало, что он целиком представлен аморфной

Таблица 1. Результаты пиролиза органического вещества

Пачки	№ обр.	$T_{\max}$, °C	S1, мг УВ/г породы	S2, мг УВ/г породы	ТОС, % от породы	НІ мг УВ/г ТОС
Разрез "Аймаки"						
II	331 b	435	0	0.13	0.014	92
	331	431	0.05	0.57	0.4	142
	330	429	0.18	8.8	2.54	346
γ	329	426	0.01	0.15	0.23	65
	328 e	434	0.03	1.31	0.74	177
	328 d	430	0.01	0.48	0.7	68
	328 c	431	0.03	2.98	1.68	177
	328 b	430	0.02	1.7	1.12	151
	328 a	430	0.1	0.89	0.48	185
β	327	415	0.32	53.9	7.76	694
	326	415	0.53	62.93	12.16	517
	325	422	1.26	35.43	7.08	500
	324-2	426	0.11	0.84	0.64	131
	324-1	412	0.57	40.41	7.66	527
	323	429	0.07	10.16	2.66	381
	322	415	0.23	41.36	7.63	542
	321	420	0.26	12.06	2.6	463
I	445	429	0.04	5.98	2.41	248
	443	429	0.03	0.39	0.3	130
Разрез "Леваши"						
β	180-8	421	0.4	21.68	4.68	463
	180-7	432	0.08	1.24	0.63	196
	180-6	427	0.11	4.61	1.48	311
	180-5	431	0.05	1.58	0.64	246
	180-4	418	0.28	30.02	5.73	523
	180-3	420	0.76	81.53	8.26	446
	180-2	428	0.04	0.84	0.64	131
	180-1	413	0.53	43.69	7.96	548
I	076	428	0.05	1.34	0.78	171
	06т	432	0.07	3.5	1.15	304
	05т	419	0.03	0.32	0.23	139
	04в	429	0.21	5.16	1.2	430

Примечание. I и II – интервалы слоев, подстилающих и перекрывающих отложения ОАЕ 2, β и γ – разные горизонты отложений ОАЕ 2.

$T_{\max}$ – температуры максимального извлечения углеводородных соединений в процессе нагревания образцов в инертной атмосфере, S1 – содержание в породе битумоида, S2 – нефтяной потенциал керогена, сохранившийся к моменту анализа образца, ТОС – общее содержание органического углерода в породе, НІ – водородный индекс.

формой, по-видимому, образовавшейся из водорослевой массы и бактериопланктона; органический фитопланктон в СГ отсутствует (по данным Г.Н. Александровой). Учитывая состав ОВ в высокоуглеродистых слоях, его следует рассматривать как сапропелевое.

Как видно из приведенных выше данных, $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 в отложениях верхнего сеномана ведут себя противоположным образом — рост содержания ОВ сопровождается уменьшением карбонатности пород. Но даже в интервалах относительно уменьшения содержания CaCO_3 количественно он остается основным породообразующим компонентом. Минералогически кальцит уверенно диагностируется многочисленными данными дифрактометрического анализа.

Во всех разрезах Дагестана в подстилающих горизонт ОАЕ 2 известняках содержание CaCO_3 в основном варьирует в пределах 85–90%, уменьшаясь до 50–60% в тонких прослоях мергелей (см. рис. 11–15). Однако уже в залегающих непосредственно под СГ отложениях его количество начинает уменьшаться, хотя с определенными вариациями. В горизонте углеродистых отложений повсеместно происходит дальнейшее падение содержания CaCO_3 . В разрезе “Аймаки” в перекрывающих СГ верхнесеноманских отложениях содержание карбоната кальция несколько увеличивается, но не достигает тех величин, которые были характерны для пород, образовавшихся до позднесеноманского события. В тех же разрезах, в которых на углеродистые отложения ложатся известняки турона, содержание CaCO_3 может резко возрастать до 90% и более.

Химические элементы в разрезах ОАЕ 2

В многочисленных публикациях дана геохимическая характеристика отложений ОАЕ 2 в различных районах мира, рассмотрено поведение в них разных химических элементов, обсуждены механизмы, влиявшие на степень концентрации тех или иных элементов в углеродистых породах [Arthur et al., 1988, 1990; Brumsack, 1980, 1986, 2006; Jarvis et al., 2001, 2008; Snow, Duncan, 2005; Scopelliti et al., 2004; Turgeon, Brumsack, 2006 и многие др.].

В углеродистых отложениях ОАЕ 2 и вмещающей их толще верхнего сеномана Дагестана было изучено поведение ряда химических элементов. В породах определялось содержание Al, Si, S, Fe, Mn, Ti, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, As, Mo, Se, Ga, Ge, Ba, Sr, Rb и некоторых других элементов. Часть из них демонстрирует ярко выраженную тенденцию к концентрации в обогащенных ОВ отложениях, другие слабо реагируют на увеличение содержания ОВ или не реагируют вообще, наконец, содержания третьих в углеродистых породах уменьшаются (табл. 2) [Гаврилов и др., 2009].

Для подавляющего большинства малых элементов характерен рост концентраций в углеродистых отложениях, однако степень концентрации разных элементов существенно различна.

Одним из элементов, содержания которого резко изменились в осадках в интервале, ассоциирующим с ОАЕ 2, является барий. Весьма показательно его поведение в разрезе ОАЕ 2 “Аймаки”. В подстилающих СГ отложениях его среднее содержание составляет около 400 ppm, варьируя от 70 до 1200 ppm (в единичном образце). В нижней части СГ содержание Ba возрастает до 3700, а в его верхней части — почти до 6000 ppm, т.е. в среднем более чем на порядок. Интересно отметить, что если в отложениях, перекрывающих СГ, содержание $C_{\text{орг}}$ резко падает, то количество Ba уменьшается в них лишь немногим более, чем в 2 раза (~2500 ppm), и только в вышележащей пачке сокращается до уровня, предшествовавшего накоплению осадков СГ (~350 ppm), то есть относительно постепенно (см. табл. 2, рис. 11).

В целом аналогичное поведение Ba наблюдается в отложениях ОАЕ 2 в разрезе “Леваши”. Отличие заключается только в том, что здесь туронские известняки по отчетливой эрозионной границе залегают на СГ, что обуславливает резкую верхнюю границу обогащенного барием интервала.

В разрезе “Миатлинская ГЭС”, в котором четкие границы события ОАЕ 2 установить трудно, Ba концентрируется в более широком интервале отложений, чем интенсивно обогащенный ОВ слой мергелей (см. рис. 7е, рис. 15). Причем вверх по разрезу, над слоем черного мергеля, снижение концентраций Ba (при наличии флуктуаций) происходит сравнительно постепенно, т.е. так же как в разрезе “Аймаки”.

Важно отметить, что в некоторых разрезах ОАЕ 2 характер распределения Ba несколько иной. Так, по разрезу СГ “Карекадани” концентрации этого элемента существенно меняются. Если в его нижней части содержания Ba варьируют от 2500 до более 7000 ppm, то на определенном уровне внутри углеродистых сланцев они резко снижаются и для верхней части горизонта характерны величины 70–160 ppm при том, что содержания $C_{\text{орг}}$ здесь также высоки, достигая 7–9 %. Интересно также, что в подстилающей отложения ОАЕ 2 пачке известняков на некоторых уровнях возрастает содержание в породах $C_{\text{орг}}$ до 2.3%, а концентрация Ba достигают 3500–5500 ppm (см. рис. 14).

Еще в одном разрезе сеномана “Хаджалмахи” не отмечено увеличения содержания Ba в отложениях ОАЕ 2, хотя в расположенном в 5 км от него разрезе того же интервала наблюдается вполне закономерный их рост в углеродистых отложениях до 6500 ppm. Такие особенности поведения бария, по всей вероятности, связаны с его интенсивным

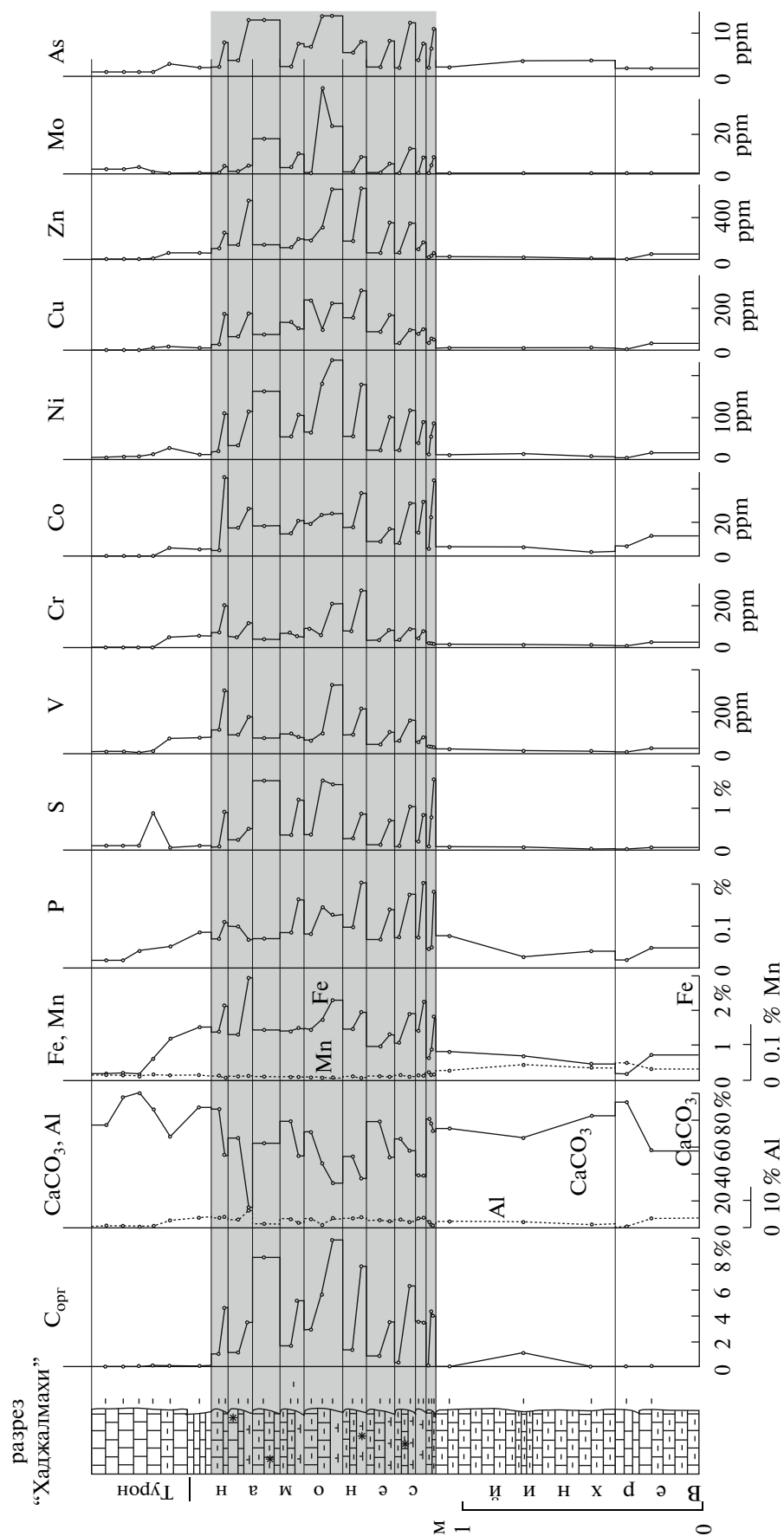


Рис. 16. Распределение химических элементов в циклических углеродистых горизонтах разреза "Хаджалмахи".

Таблица 2. Содержание химических элементов в отложениях переходной зоны сеноман/турон разреза "Аймаки"

Пачки	№ обр.	C _{орг}	CaCO ₃	Fe	Mn	Ti	P	S	Ba	V	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Se	Mo	Ga	Sr
II	335-2	0.19	82.32	0.71	0.013	0.132	0.05	<0.1	128	35.7	12	2.3	30.4	17.1	14	<0.5	1.4	3.4	489.9
	335-1	0.32	74.25	0.73	0.014	0.138	0.08	<0.1	250	36.7	12.6	31.9	39.6	8.4	9.5	<0.5	1.7	4.2	592.8
	334-2	0.26	76.84	0.59	0.033	0.067	0.05	<0.1	160	23	2.6	9.0	26	21	7	<0.5	1.5	5.1	730
	334-1	0.24	51.64	1.28	0.024	0.150	0.07	<0.1	250	52	14	35	68	14	<1	<0.5	<0.5	7.1	760
	333-1	<0.1	78.20	0.74	0.035	0.093	0.08	<0.1	170	33	4.9	18	34	20	9.1	<0.5	1.4	5.9	590
	332-3	<0.1	88.30	0.39	0.038	0.042	0.04	<0.1	160	10	<1	6.9	23	17	13	<0.5	2.1	5.7	630
	332-1	<0.1	79.00	0.60	0.016	0.066	0.04	<0.1	990	35	15	50	76	13	7.7	0.5	<0.5	5.4	980
	331 b	1.52	50.49	1.27	0.002	0.178	0.06	<0.1	1697	44	19.8	25	49	11	9	0.5	2.0	5	833
	331-2	0.14	77.41	0.67	0.021	0.076	0.05	<0.1	560	35	4.9	24	30	23	7.2	<0.5	0.7	5.2	810
	331-1	0.27	50.96	1.35	0.011	0.15	0.04	0.12	2700	76	27	89	72	11	9.0	0.6	1.2	7.9	750
γ	330-1	0.74	67.42	0.92	0.011	0.082	0.04	0.25	3200	64	28	110	72	13	14	2.1	2.6	6.3	880
	329-2	0.19	82.97	0.65	0.019	0.051	0.02	0.10	1200	33	12	39	46	23	14	0.5	2.0	5.1	960
	329-1	0.15	63.56	0.91	0.001	0.146	0.02	0.15	3594	40	23.7	52	67	15.8	10.8	2.1	2.5	3.7	849
	328 d-2	0.6	67.2	0.63	0.005	0.131	0.06	0.2	2955	36	14.2	29	41	7.3	8.1	0.9	1.3	1.7	887
	328 d-1	0.81	32.86	2.99	<0.001	0.331	0.08	0.24	4661	74	51.9	107	171	19.1	6.8	2.2	1.7	8.9	902
	328 c-2	0.2	83.11	0.68	0.003	0.123	0.02	0.1	2614	36	15.6	29	55	7.6	10.1	0.6	2	2	1031
	328 c-1	1.65	72.77	1.12	<0.001	0.127	0.1	0.3	4052	37	57	87	109	10.8	14.7	1.8	2.1	2.2	1106
	328 b-2	<0.1	68.45	0.41	0.001	0.122	0.05	0.14	1873	34	10.7	9	21	6.8	3.4	0.9	0.7	2.6	823
	328 b-1	0.46	67.08	1.05	0.001	0.149	0.08	0.12	3984	40	22	37	67	15	7.1	1	0.5	3.3	1004
	328	0.37	51.98	1.05	0.010	0.14	0.09	0.24	3190	81	15	56	62	19	3.0	0.7	<1	7.1	810
β	327-2	2.69	53.69	1.57	0.0085	0.13	0.08	0.45	4623	240	45	100	240	24	10	4.4	2.8	6.5	890
	327-1	7.30	46.88	2.91	0.0077	0.12	0.28	0.89	6408	410	120	70	190	17	17	5.6	12	5.1	1000
	326-2	8.30	58.34	1.61	0.0077	0.067	0.39	1.46	4987	150	83	47	200	22	15	5.4	8.1	4.5	1000
	326-1	6.00	45.17	1.36	0.0071	0.12	0.12	4.47	6730	210	69	130	250	14	11	5.0	1.9	6.5	840
	325	4.20	50.05	1.27	0.0093	0.11	0.11	0.74	7130	110	54	170	260	19	10	4.8	1.3	7.3	890
	324-2	0.68	59.25	1.06	0.011	0.099	0.18	0.29	3930	130	21	52	71	21	10	2.0	2.7	7.4	870
	324-1	3.40	62.31	1.83	0.010	0.079	0.23	1.30	6320	130	65	71	120	23	13	4.8	5.6	5.5	1000
	323	1.92	48.01	1.66	0.010	0.15	0.12	0.50	4530	130	35	78	140	18	<1	2.3	<1	7.1	770
	322	5.20	70.82	1.73	0.012	0.048	0.13	2.88	2180	74	68	34	70	25	14	1.9	6.4	4.1	960
	321б	3.55	81.38	1.47	0.017	0.025	0.1	0.46	1630	38	60	15	52	19	17	1.9	4.4	3.9	1100
α	321a	<0.1	71.73	0.71	0.020	0.070	0.05	0.12	170	51	9.1	20	39	16	9.1	<0.5	1.2	5.2	730
	320	<0.1	78.09	0.74	0.039	0.070	0.04	<0.1	117	27	10	11	22	14	6.9	<0.5	1.0	5.7	610
	336-1	<0.1	88.53	0.32	0.048	0.040	0.02	<0.1	72	4.0	1.2	5.5	12	19	8.0	<0.5	0.7	4.3	690
	336-2	<0.1	49.49	1.88	0.017	0.23	0.32	<0.1	1200	97	24	37	78	20	<1	<0.5	<0.5	9.5	710
I	337-1	<0.1	94.66	0.14	0.033	0.020	0.02	<0.1	180	7.8	1.5	3.9	15	21	13	<0.5	1.1	4.2	780
	338-1	0.24	91.71	0.16	0.029	0.020	0.02	<0.1	220	8.3	1.2	5.6	14	22	14	<0.5	1.9	4.6	780
	338-2	0.94	84.44	0.17	0.023	0.030	0.01	<0.1	270	7.8	3.4	7.5	17	22	14	<0.5	1.7	4.4	840
	339-1	<0.1	93.07	0.18	0.020	0.030	0.02	<0.1	340	12	2.8	8.2	7.0	23	12	<0.5	1.6	4.3	920
	339-2	0.47	87.74	0.39	0.016	0.040	0.04	0.22	980	32	16	34	64	23	12	<0.5	1.6	5.1	1000
	830-2	<0.1	93.23	0.1	0.03	0.02	0.04	0.06	223	14	6.4	5.7	16	<1.5	<1.5	<0.5	1.5	1.9	671
	830-1	<0.1	84.02	0.09	0.03	0.02	0.03	0.06	141	11	6.9	3.2	12	<1.5	<1.5	<0.5	1.2	2.5	646
	829	0.32	90.28	0.15	0.03	0.03	0.04	0.04	233	15	8.4	9.3	19	<1.5	<1.5	<0.5	1	2.5	700

Примечание. I, II – интервалы слоев, подстилающих и перекрывающих отложения ОАЕ 2; α, β, γ – разные горизонты комплекса отложений ОАЕ 2. Содержание C_{орг}, CaCO₃, Fe, Mn, Ti, P, S – в %, остальные элементы в ppm.

диагенетическим перераспределением в осадках ОАЕ 2.

Высокие содержания Ва характерны не только для отложений ОАЕ 2 Дагестана, но и для других районов Крымско-Кавказской области. Так, например, высокие концентрации элемента установлены в углеродистых отложениях ОАЕ 2 в Крыму (разрез “Аксудере”), которые достигают здесь значений 4100–6200 ppm; вместе с тем в высокоуглеродистых породах ($C_{орг}$ до 20%) в разрезе “Лазаревское” на Западном Кавказе содержания Ва относительно невелики и колеблются в интервале 750–1450 ppm. Высокие концентрации Ва в Крымских разрезах ОАЕ 2 отмечались также в [Levitan et al., 2010].

Существенное повышение содержания Ва в отложениях ОАЕ 2, видимо, вообще является достаточно устойчивой закономерностью. Так, в разрезах центральной Италии (Umbria-Marche Basin) в породах этого интервала концентрации Ва очень велики, достигая значений в 1.4% [Turgeon, Brumsack, 2006].

Высокая положительная корреляция с распределением $C_{орг}$ и повышенная концентрация в углеродистых породах ОАЕ 2 характерна для таких элементов, как V, Ni, Cu, Zn, Mo, Se, S. Та же тенденция, но выраженная гораздо слабее, отмечена для Fe, P, Co, Cr, Rb, Sr. Наконец, в наименьшей степени реагировали на изменения режима седиментации Ti, Pb, Ga и Ge.

Как было отмечено выше, в отложениях ОАЕ 2 уменьшается содержание $CaCO_3$ по сравнению с вмещающими отложениями. Сходным с $CaCO_3$ образом ведет себя только Mn — во всех изученных разрезах углеродистого горизонта наблюдается уменьшение его концентраций в несколько раз (см. табл. 2, рис. 15, 16). Схожая тенденция наблюдается также в разрезах отложений других аноксических событий Северного Перитетиса — ОАЕ 1a (Selly) и события на палеоцен/эоценовой границе (РЕТМ) [Гаврилов и др., 1997, 2002; Gavrilov, 2003].

Общие тенденции увеличения или уменьшения содержания элементов в отложениях ОАЕ 2 существенно осложняются отчетливой цикличностью, обусловленной вариациями в содержании $C_{орг}$ и $CaCO_3$. Соответственно, распределение элементов также имеет весьма прихотливый характер, что хорошо видно на примере разреза “Хаджалмахи” (см. рис. 16). В обогащенных $C_{орг}$ нижних частях циклитов концентрации элементов, как правило, достигают наибольших значений, в их верхних частях содержания многих элементов резко уменьшаются. Однако, несмотря на это уменьшение, абсолютные значения содержания элементов остаются заметно выше, чем в отложениях, подстилающих и перекрывающих ОАЕ 2. В других разрезах Дагестана наблюдается в целом аналогичная картина поведения элементов в

верхнесеноманской толще (см. табл. 2, рис. 15). Таким образом, для этих элементов характерна устойчивая положительная корреляция с концентрацией $C_{орг}$. Вместе с тем, далеко не всегда (а точнее довольно редко) наибольшим содержаниям в породах $C_{орг}$ соответствуют максимальные концентрации элементов, то есть между ними отсутствует количественная прямо пропорциональная зависимость.

Сложный нелинейный характер распределения химических элементов наблюдается как внутри конкретных разрезов ОАЕ 2, так и на площади распространения этих отложений.

На площади бассейна Восточного Кавказа содержания элементов в углеродистых отложениях ОАЕ 2 также варьируют. Так, например, сравнение максимальных концентраций элементов в обогащенных $C_{орг}$ слоях из разных разрезов показало, что их величины меняются в широких пределах (в ppm): Zn — 260–670, Ni — 120–230, Cu — 170–350, Co — 16–53, Cr — 75–260, V — 240–520, As — 15–36, Mo — 12–45, Se — 5.6–17.7. Обращает на себя внимание повсеместное существенное увеличение в отложениях ОАЕ 2 серы, концентрация которой достигает 1.5% и более, а в единичных случаях — нескольких процентов (до 4.5% в разрезе “Аймаки”, см. табл. 2).

Изотопы углерода и кислорода в верхнесеноманских отложениях

В отложениях всех изученных разрезов ОАЕ 2 Дагестана, как и в большинстве других районов мира [Schlanger et al., 1987; Tsikos et al., 2004 и др.], наблюдается положительная аномалия $\delta^{13}C$ и отрицательная $\delta^{18}O$ относительно вмещающих отложений. Как видно на рис. 11, картина изменения значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в стратиграфически наиболее полном разрезе “Аймаки” довольно закономерная. В подстилающих СГ отложениях величина $\delta^{13}C$ варьирует от 2.7 до ~3.5‰. Тенденция к увеличению значений $\delta^{13}C$ намечается уже в непосредственно подстилающем СГ слое. Переход к отложениям СГ сопровождается ростом значений $\delta^{13}C$, величина которых достигает 5‰ и более. Однако внутри пласта эти значения не одинаковы: максимальные значения $\delta^{13}C$ наблюдаются в нижней (5.1–5.2‰) и верхней (5–5.6‰) частях горизонта, в то время как в его средней части имеет место относительное их уменьшение до 4.4–4.8‰. Выше СГ значения $\delta^{13}C$ постепенно снижаются и достигают минимальных величин в низах туронской толщи.

Сходная картина в поведении $\delta^{13}C$ наблюдается и в других изученных разрезах Восточного Кавказа (см. рис. 14–17). В них также отмечен рост значений $\delta^{13}C$ уже в подстилающем углеродистые отложения пласте мергелей (горизонт “α”). Вари-

ации $\delta^{13}\text{C}$ внутри горизонта “ β ” невелики — не более 1‰; кроме того они не носят закономерно-го характера. Абсолютные значения $\delta^{13}\text{C}$ в разных разрезах также в основном близки; только в разрезе “Миатлы” величина углеродной аномалии относительно невелика и ни в одном образце $\delta^{13}\text{C}$ не превышает 4.8‰. Отметим, что здесь, так же как и в разрезе “Аймаки”, верхняя граница изотопной аномалии характеризуется постепенным снижением величины $\delta^{13}\text{C}$.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ также закономерно изменяются в отложениях ОАЕ 2. В разрезе “Аймаки” в подстилающей СГ толще можно выделить два интервала: верхняя часть пачки известняков характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O}$ от –3.5 до –5‰; в слое “ α ”, непосредственно подстилающем СГ, от –2.6 до –3.8‰, т.е. наблюдается некоторое относительное уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$. В самом основании СГ и в его верхней части выделяются два резко отрицательных пика $\delta^{18}\text{O}$, разделенных слоем с повышенными значениями. Выше СГ, как видно на рис. 11, низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (при некоторых вариациях) присущи отложениям самых верхов сеномана и только непосредственно у границы с туроном и в его нижних частях они существенно возрастают, достигая значений –3‰. Таким образом, в разрезе “Аймаки” нижняя граница обеих изотопных аномалий довольно резкая, тогда как восстановление значений до предкризисных величин происходит весьма постепенно. В остальных изученных разрезах, где туронские известняки с разрывом залегают на отложениях ОАЕ 2 (Леваши, Карекадани, Хаджалмахи), верхняя граница изотопных аномалий $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ выражена в виде резкого изменения их значений и возвращения к фоновым величинам, существовавшим до начала этого события (см. рис. 12–14).

Внутри СГ значения $\delta^{13}\text{C}$ не обладают явной, устойчивой корреляцией с содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$ или CaCO_3 в отличие от значений $\delta^{18}\text{O}$, для которых такая связь характерна. В разрезах с отчетливой циклической структурой увеличение в породе содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (на несколько %) нередко сопровождается некоторым уменьшением значений $\delta^{18}\text{O}$, то есть отрицательным сдвигом; причем величина этого сдвига может достигать 1‰. По-видимому, такая особенность поведения $\delta^{18}\text{O}$ обусловлена влиянием диагенетических процессов.

ИЗМЕНЕНИЯ В СОСТАВЕ КОМПЛЕКСОВ НАННОПЛАНКТОНА И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Изменения в соотношении разных палеоэкологических групп наннопланктона являются отражением вариаций различных параметров среды (температуры, солености, трофического режима), поэтому количественные оценки таких измене-

ний являются одним из наиболее важных инструментов палеоэкологических реконструкций. Однако следует иметь в виду, что существенное влияние на состав наннопланктонных ассоциаций, помимо экологических факторов, имеет степень диагенетических преобразований осадков: процессы растворения и/или перекристаллизации могут существенно менять исходное соотношение таксонов наннопланктона. Ввиду общей обедненности наннопланктонных ассоциаций переходного сеноман-туронского интервала разреза Аймаки было подсчитано соотношение лишь наиболее распространенных форм наннопланктона, среди которых *Watznaueria* spp. — самый резистентный к изменениям среды и диагенетическим процессам таксон, *Rhagodiscus* spp. (*R. asper*, *R. achlyostaurion*, *R. sageri* и др.) — тепловодные, а *Eprolithus* spp. (*E. florais*, *E. apertior*, *E. octopetaus*, *E. eptapetaus*) — холодноводные формы. *Eiffellithus* spp. (включая *Eiffellithus turrisseiffii* и близкородственные виды [Shamrock, Watkins, 2009]), *Quadrum intermedium* и *Zeugrhabdotus embergeri*, по-видимому, представляют собой устойчивые к диагенетическим изменениям таксоны. Подсчет соотношения разных групп производился из 300 случайно встреченных экземпляров. В самой нижней части описываемого интервала разреза количественные характеристики наннопланктонных ассоциаций не проводились в силу чрезвычайно низкой численности наннопланктона, недостаточной для удовлетворительной статистической выборки.

По сравнению с комплексами нижнего-среднего сеномана наннопланктонные ассоциации верхнесеноманских отложений Дагестана характеризуются малочисленностью, невысоким видовым разнообразием и худшей сохранностью, что, видимо, в значительной мере обусловлено высокой степенью диагенетических изменений пород этого интервала. В разрезах “Леваши” и “Карекадани” внутри СГ наннопланктон практически исчезает, что, очевидно, свидетельствует о развитии в это время в бассейне крайне неблагоприятных для наннофлоры обстановок. Наиболее выразительную картину перестройки в составе комплексов наннопланктона можно наблюдать в разрезе “Аймаки”. Подстилающие СГ плотные известняки чрезвычайно бедны наннопланктоном за счет сильной перекристаллизации отложений. Здесь присутствуют лишь резистентные к процессам диагенеза *Watznaueria barnesae*, немногочисленные *Zeugrhabdotus embergeri*, *Tranolithus orionatus*, единичные *Rhagodiscus* spp., *Retecapsa* spp., *Eprolithus florais*. Отложения СГ характеризуются некоторым увеличением видового разнообразия и численности наннопланктона по сравнению с вмещающими породами. Возможно, это связано с меньшей степенью диагенетической перекристаллизации и относительно слабым растворением карбоната кальция. Кроме того, фактором, стимулировавшим увеличение численности и

разнообразия наннопланктона внутри СГ, могло быть повышение уровня моря и образование более мористых обстановок, значительно более благоприятных для наннофлоры, чем мелководные условия, в которых формировались подстилающие СГ известняки.

В целом в наннопланктонных ассоциациях всего изученного интервала (как внутри СГ, так и во вмещающих отложениях) значительно преобладает высокорезистентный к палеоэкологическим и диагенетическим изменениям вид *Watznaueria barnesae* (см. рис. 10) — наиболее широко распространенный вид наннопланктона в течение меловой эпохи по всему миру. Всегда довольно трудно определить, какой именно фактор стимулировал массовое развитие численности этого вида в тех или иных обстановках. Тем не менее, представляется, что его столь заметное доминирование в СГ разреза “Аймаки” отражает относительно высокую первичную продуктивность, благодаря распространению этих форм в экологических нишах, неблагоприятных для других представителей наннофлоры. Кроме того, для СГ и перекрывающих его отложений, соответствующих поздней стадии углеродно-изотопной экскурсии, характерно весьма незначительное количество эвтрофных форм *Biscutum constans* и мелких *Zeugrhabdotus* spp., лишь в подстилающих СГ отложениях достигающих 1–3% и полностью отсутствующих в вышележащих горизонтах. Снижение численности этих видов в отложениях, соответствующих ОАЕ 2, было выявлено в ходе этого события во многих бассейнах [Paul et al., 1999; Gale et al., 2000; Wasilworth-Bell et al., 2003], что интерпретировалось как свидетельство дефицита питательных веществ в этих акваториях. В то же время, в других районах мира их продуктивность, наоборот, резко возрастает [Hardas, Mutterlose, 2007; Melinte-Dobrinescu, Bojar, 2008; El Sabbagh et al., 2011], знаменуя развитие более эвтрофных условий. Численность некоторых других устойчивых к растворению таксонов довольно заметно варьирует, однако изменения в составе комплекса наннопланктона внутри СГ не являются катастрофическими.

В предкризисное время наиболее заметным событием является короткий эпизод относительного потепления, отмеченный повышенным содержанием тепловодных *Rhagodiscus* spp., совпадающим с небольшим уменьшением значений $\delta^{18}\text{O}$ (обр. 337). Первые признаки палеоэкологических изменений можно отметить в подстилающем СГ пласте серого мергеля (горизонт “ α ”). Здесь быстро меняется соотношение разных групп наннопланктона. В основании горизонта отмечается некоторое увеличение содержания холодноводных родов *Eprolithus* и *Quadrum* при заметном сокращении численности тепловодных *Rhagodiscus* spp. и появление крупных *Assipetra terebrodentarius* — типично бореальной формы,

полностью отсутствующей в нижнемеловых отложениях, что, по-видимому, характеризует эпизод кратковременного похолодания. В верхней части горизонта “ α ” ситуация заметно меняется: быстро растет численность тепловодных видов (до 20%), тогда как холодноводные временно исчезают из комплекса. Хотя для изотопно-кислородной кривой характерны довольно резкие колебания внутри СГ с максимальным негативным сдвигом в его верхней части, в комплексах наннопланктона отмечается устойчивое падение численности тепловодных *Rhagodiscus* spp. и увеличение обилия *Eprolithus* и *Quadrum*. При этом все формы становятся чрезвычайно мелкими, что свидетельствует о стрессовых для наннофлоры условиях [Weissert, Erba, 2004; Tremolada et al., 2006 и др.]. Увеличение численности холодноводных *Eprolithus* в интервале, отвечающем ОАЕ2, установлено во многих районах мира [Wasilworth-Bell et al., 2003; Erba, 2004; Melinte-Dobrinescu, Bojar, 2008 и др.] и часто сопровождается положительным изотопно-кислородным сдвигом, что рассматривается как эпизод кратковременного похолодания в ходе ОАЕ 2 [Jarvis et al., 2011]. Заметное понижение температур во время этого критического события подтверждается и анализом TEX_{86} [Sinninghe Damste et al., 2010]. Однако в разрезах Дагестана внутри СГ, наоборот, установлено довольно резкое уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ в общей сложности более, чем на 2.5‰ в разрезах Аймаки и Карекадани и ~4.8‰ в разрезе Леваши, что должно соответствовать значительному потеплению или/и распреснению бассейна. Тем не менее, состав наннопланктонных комплексов СГ разреза “Аймаки” не позволяет предположить ни того, ни другого, поскольку помимо распространения холодноводных форм ассоциация характеризуется пусть невысокой общей численностью, но довольно большим разнообразием (>25 видов), что маловероятно даже при незначительном понижении солености. Можно было бы предположить внедрение пресных вод в разрезах “Леваши” и “Карекадани”, поскольку их наннопланктонные ассоциации чрезвычайно бедны, но значения $\delta^{18}\text{O}$ существенно разнятся в этих точках, причем в последнем разрезе они близки к величинам, полученным для разреза “Аймаки”. Таким образом, состав комплексов наннопланктона внутри СГ и результаты изотопно-кислородного анализа несколько противоречат друг другу, хотя за пределами СГ содержание тепловодных форм хорошо согласуется с изменениями $\delta^{18}\text{O}$.

После окончания накопления обогащенных ОВ отложений предкризисное соотношение таксонов наннопланктона восстанавливается примерно на уровне завершения изотопно-углеродного сдвига (обр. 329). По-видимому, это свидетельствует о том, что нормализация палеоэкологических условий происходила довольно постепенно и относительно неблагоприятные для наннофлоры условия сохра-

нялись продолжительное время после завершения наиболее критических обстановок.

В разрезах верхнего мела Дагестана (в частности, в разрезе “Аймаки”) ранее проводилось изучение макрофауны. Эти работы были организованы Ф.Г. Шарафутдиновым, который привлек к исследованиям М.М. Москвина (*Echinodea*), М.А. Пергамента (*Inoceramidae*), Ю.П. Смирнова (*Ammonoidea*) и др. Анализ распространения макрофауны по разрезу показал, что в верхах сеноманской толщи — вблизи ОАЕ 2 — количество аммонитов и ежей резко сокращается или они вообще исчезают. Это обстоятельство также может свидетельствовать об ухудшении палеоэкологической обстановки в это время.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для реконструкции сценария развития события ОАЕ 2 в бассейне Восточного Кавказа следует оценить его продолжительность, выделить интервал отложений, который ему соответствует. Вместе с тем, однозначно решить этот вопрос непросто. Бесспорно, что к этому событию относится горизонт обогащенных ОВ отложений. Однако содержание в отложениях C_{org} очень важный, но не единственный параметр, характеризующий это событие — следует учитывать также поведение изотопов углерода и кислорода, изменения биоты, распространение некоторых химических элементов.

Прежде всего следует решить вопрос о нижней границе события ОАЕ 2, а точнее о первых литолого-геохимических и биотических признаках его проявления в осадочной толще сеномана Дагестана. Выше отмечалось, что отчетливой и резкой литологической границей является кровля плотных известняков, на которой залегает пласт мергелей и глинистых известняков горизонта “ α ”. Именно на этом уровне появляются первые свидетельства палеоэкологических изменений: отмечается увеличение количества холодноводных родов наннопланктона при резком сокращении численности тепловодных форм, абсолютно доминировавших в бассейне Восточного Кавказа ранее; в горизонте “ α ” заметно уменьшается степень карбонатности пород по сравнению с подстилающей толщей известняков (см. рис. 11–15); проявляется отчетливая тенденция к росту значенний $\delta^{13}C$. Учитывая эти обстоятельства, имеются основания рассматривать горизонт “ α ” в составе комплекса отложений, соответствующих событию ОАЕ 2. Образование этих отложений происходило в относительно мелководных обстановках, в которых осадочный материал подвергался перемыву. Как отмечалось выше, в наиболее полном разрезе “Аймаки” несмотря на плохую сохранность седиментационной слоистости, в этом горизонте можно выделить два циклита (полный и неполный).

Горизонт углеродистых отложений (“ β ”) является наиболее типичным образованием события Бонарелли и, по-видимому, отражением наиболее критических обстановок в ходе палеоэкологических изменений. Как видно из разрезов с отчетливо выраженной циклическостью, в его составе насчитывается 11–12 циклитов. Такое же количество осадочных циклов — 11 приводится в [Kuhnt et al., 2005]. Если соотносить время формирования каждого циклита с продолжительностью коротких прецессионных циклов Миланковича (~21 тыс. лет), то продолжительность периода накопления углеродистых осадков можно оценить в 230–250 тыс. лет.

В разрезе “Аймаки” можно также проследить распределение литолого-геохимических и биотических параметров в отложениях на заключительном этапе события ОАЕ 2 после завершения накопления обогащенных ОВ осадков. Как видно на рис. 11, величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ над углеродистым пластом возвращаются к значениям, предшествовавшим началу события, довольно постепенно, причем углеродная изотопная аномалия заканчивается раньше, чем кислородная. Наиболее отчетливо выраженная часть углеродной аномалии прослеживается до кровли горизонта “ γ ” (обр. 329), и здесь же происходит восстановление предкризисного соотношения таксонов наннопланктона. По-видимому, этот уровень и следует на данном этапе исследований рассматривать как завершение события ОАЕ 2.

Учитывая циклическую структуру интервала “ γ ”, его продолжительность можно оценить приблизительно в ~105–125 тыс. лет. Что касается слабоструктурированного горизонта “ α ”, то основываясь на его строении в разрезе “Аймаки”, длительность его формирования можно, видимо, оценить в 30–35 тыс. лет. В таком случае общая продолжительность события ОАЕ 2 в разрезах Восточного Кавказа, устанавливаемая на основе седиментологических, геохимических и биотических данных, оценивается приблизительно в ~370–410 тыс. лет. Если же связать длительность формирования всего седиментационного цикла (горизонты “ α ”, “ β ”, “ γ ”), в который входят углеродистые отложения (“ β ”), с длинным эксцентриситетным циклом, то его длительность можно оценить примерно в 400 тыс. лет, что, в общем, близко к оценке по прецессионным циклам.

Существующие оценки продолжительности события “Бонарелли” в других районах мира варьируют в довольно широких пределах: 500–800 тыс. лет [Arthur et al., 1988], 240 [Kuhnt et al., 1997], 720 [Sageman et al., 1997], 400 [Caron et al., 1999], 320 [Prokoph et al., 2001], 440 [Kuhnt et al., 2005], 563–601 и даже 847–885 тыс. лет [Sageman et al., 2006]; вместе с тем продолжительность положительной углеродной аномалии в разрезе Пуэбло (Колорадо) оценивается всего в 100 тыс. лет [Keller et al., 2004]. Значительный разброс вели-

чин продолжительности события ОАЕ 2 связан, видимо, с разными причинами — различной степенью полноты осадочных разрезов, неопределенностью положения верхней границы этого события, различиями в методиках оценки его длительности и т.д.

Событие ОАЕ 2 повлияло на поведение многих химических элементов в осадочном процессе (см. рис. 11–16, табл. 2). Однако увеличение концентраций большинства элементов прежде всего связано с накоплением обогащенных ОВ осадков, в то время как за пределами СГ их содержания обычно соответствуют фоновым. От этой общей тенденции заметно отличается поведение бария, концентрации которого весьма высокие (увеличение более чем на порядок) не только в углеродистом пласте, но и за его пределами (см. рис. 11, 12, 14, 15), что свидетельствует о его своеобразии и обособленности от основной группы изученных элементов.

Поведение Ва в осадочном процессе начали активно исследовать после того, как Е. Голдберг и Г. Аррениус [Goldberg, Arrhenius, 1958] на основе изучения экваториальных пелагических осадков Тихого океана высказали предположение о возможности использования Ва для оценки биопродуктивности. Это предположение в дальнейшем неоднократно подтверждалось в работах исследователей, изучавших современные и четвертичные осадки, а также некоторые более древние отложения [Dymond et al., 1992; Falkner et al., 1993; McManus et al., 1998; Pfeifer et al., 2001; Kasten et al., 2001; Paytan, Griffith, 2007; Schmitz, 1987; von Breymann et al., 1992 и др.]. Дж. Даймонд с соавторами [Dymond et al., 1992] установили отчетливую зависимость между содержанием Ва и $C_{орг}$ в осадках. Вместе с тем, иногда отмечается отсутствие корреляции Ва и $C_{орг}$ [Kasten et al., 2001], что связывается с окислением ОВ в осадках, сопровождавшимся уменьшением содержания $C_{орг}$ при сохраняющихся достаточно высоких концентрациях бария. Этот эффект, по всей видимости, имел место и в сеноманских разрезах Дагестана. Так, например, в разрезе «Аймаки» в отложениях, перекрывающих СГ, первоначальное содержание $C_{орг}$ было выше, но в последующем уменьшилось вследствие его окисления, тогда как концентрации Ва остались на прежнем уровне. При этом, в самом СГ более глинистом и менее пористом поступление в осадки кислорода было затруднено и заметного уменьшения $C_{орг}$ не произошло.

Особый интерес представляют данные о поведении Ва в аноксидных обстановках [Falkner et al., 1993; Arndt et al., 2006; Henkel et al., 2012 и др.]. Отмеченное выше необычное поведение Ва в разрезах «Карекадани» и «Хаджалмахи» — частичное или полное отсутствие повышенных концентраций этого элемента в углеродистых отложениях ОАЕ 2, по нашему мнению, связано с процессами

перераспределения Ва в диагенезе. Ранее было установлено, что в восстановительной обстановке в осадках может происходить интенсивная ремобилизация бария, его миграция и концентрация на определенном уровне, т.е. образование так называемого «бариевого фронта» [Torres et al., 1996; McManus et al., 1998 и др.]. Этот процесс мог способствовать существенному понижению концентраций Ва в углеродистых осадках. В дагестанских разрезах ОАЕ 2 процесс диагенетического перераспределения Ва мог охватывать как весь слой углеродистых осадков, и в этом случае по всей его мощности концентрации элемента были невысокими (разрез «Хаджалмахи»), так и его верхнюю половину при сохранении высоких содержаний в нижней части (разрез «Карекадани»). Пока трудно уверенно говорить о факторах, которые определяли развитие того или иного сценария поведения Ва в диагенезе. Мы полагаем, что необычный характер распределения Ва в этих разрезах может быть связан с размывом в ранне-туронское время слоев, перекрывающих отложения ОАЕ 2, и возобновлением контакта углеродистых осадков, в которых не закончились диагенетические процессы, с наддонными водами.

Многими исследователями событие ОАЕ 2 традиционно относится к наиболее ярко выраженным глобальным событиям, во время которых могли развиваться аноксидные обстановки в наддонных водах морей и океанов [Arthur et al., 1987; Jenkyns, 1980; Schlanger et al., 1987 и др.]. Полученные нами данные не дают основания предполагать существование долговременных устойчивых аноксидных обстановок в поздне-сеноманском бассейне Восточного Кавказа. Можно с уверенностью говорить лишь об отчетливо восстановительных условиях в обогащенных ОВ осадках, т.к. здесь присутствуют довольно многочисленные сульфидные конкреции, прослеживается тонкая слоистость, хотя и не на всех уровнях СГ. В пользу пониженного содержания кислорода в придонных водах может свидетельствовать количественное сокращение или исчезновение бентосной фауны (фораминиферы и др.), а также следы биотурбации, образованные в основном деятельностью *Chondrites*, благополучно существующих в бескислородных обстановках. Однако поскольку осадконакопление имело циклический характер, при котором периоды накопления углеродистых осадков сменялись периодами накопления карбонатных с относительно невысокими содержаниями $C_{орг}$, геохимические обстановки, как в осадках, так и в наддонных водах изменялись от аноксидных до субоксидных, а, возможно, и до нормальных оксидных. При реконструкции обстановок седиментации в поздне-сеноманском бассейне, следует также учитывать данные геохимии отложений ОАЕ 2 Дагестана, в частности, невысокие содержания Мо, Se, максимальные содержания которых в разных разрезах

достигают соответственно 40 и 15 ppm. Вместе с тем эти и некоторые другие редокс-чувствительные элементы обычно активно накапливаются в осадках бассейнов с сероводородным заражением вод и их содержания гораздо более высокие. Так, например, в пограничном палеоцен/эоценовом бассейне (событие РЕТМ) в зонах развития аноксидных обстановок в наддонных водах концентрации Мо в высокоуглеродистых осадках могут достигать 300–400 ppm, а в некоторых образцах 1700 ppm и даже более, содержания Se — 80–280 ppm [Гаврилов и др., 1997; Гаврилов, Щербинина, 2004; Gavrilo et al., 2003]; в отложениях аптского аноксидного водоема Русской плиты (событие Селли) содержания Мо достигают 130 ppm [Гаврилов и др., 2002].

Нужно также иметь в виду, что глубина позднесеноманского моря была сравнительно небольшой, а это должно было ограничивать процесс развития аноксии. Поэтому, по нашему мнению, если аноксидные обстановки в наддонных водах и возникали, то, во-первых, они охватывали сравнительно небольшую часть столба воды, во-вторых, в связи с циклическим характером седиментации степень дефицита кислорода должна была существенно варьировать на протяжении времени формирования углеродистого горизонта, и, наконец, вследствие относительной мелководности водоема аноксия должна была ослабевать в периоды усиления его гидродинамической активности.

Отметим, что существуют свидетельства отсутствия аноксидных обстановок в некоторых позднесеноманских водоемах в соответствующий ОАЕ 2 период [Westermann et al., 2008].

С проблемой существования или отсутствия аноксидных обстановок в позднесеноманском водоеме тесно связан вопрос о природе и о механизмах образования обогащенных ОВ осадков. Поскольку устойчивой аноксии в водах позднесеноманского бассейна Восточного Кавказа не было, она не могла быть основной причиной накопления углеродистых осадков. Другим фактором, который мог привести к образованию обогащенных ОВ осадков, был интенсивный рост биопродуктивности органикостенного фитопланктона и бактериопланктона.

Соответственно, встает вопрос о причинах, приведших к вспышке биопродуктивности, что происходило прежде всего при поступлении в водоем значительного количества биофильных элементов. Хорошо известным современным механизмом поставки биофильных элементов в области высокой биопродуктивности морских организмов является апвеллинг. Однако его действие в условиях обширных и неглубоких эпиконтинентальных морей крайне малоэффективно.

Образование углеродистого горизонта во время ОАЕ 2 наиболее удовлетворительно объясняется поступлением в водоем биофильных элемен-

тов с прибрежных наземных ландшафтов при развитии быстрой эвстатической трансгрессии. Эта модель разрабатывалась на основе анализа условий образования обогащенных ОВ осадков раннего тоара Северного Кавказа, аптских отложений Русской плиты (событие ОАЕ 1a), палеоцен/эоценового аноксического события (РЕТМ) на территории северо-восточного Перитетиса [Гаврилов, 1994; Гаврилов, Копаевич, 1996; Гаврилов и др., 1997, 2002; Гаврилов, Щербинина, 2004; Gavrilo et al., 2003]. Накоплению в осадках ОВ способствовали следующие обстоятельства.

Во время предшествовавших трансгрессиям регрессивных эпизодов по периферии морей и вокруг архипелагов обнажались обширные пространства морского дна, покрытые слаболитифицированными отложениями, которые легко подвергались выветриванию, особенно если они содержали заметное количество диагенетических сульфидов. На этих же территориях возникали озерно-болотные ландшафты, где происходило быстрое накопление ОВ (как растительное в твердой фазе, так и растворенное). Кислая среда торфяников способствовала переводу в раствор многих элементов, в том числе биофильных. Таким образом, во время регрессии возникали специфические геохимически активные прибрежные ландшафты, в пределах которых находились скопления реакционноспособных веществ (ОВ, соединения Р, N, Fe и др.).

Позднее регрессию сменяла быстро развивавшаяся трансгрессия, во время которой наступающее на сушу море активно взаимодействовало с этими ландшафтами и обуславливало вынос в водоем значительных масс биофильных элементов, растворенного и твердого растительного ОВ. Об активном выносе с суши растительного ОВ свидетельствуют результаты пиролиза образцов из отложений ОАЕ 2. Вовлечение биофилов в биологический цикл приводило к интенсивному цветению фито- и бактериопланктона, обогащению осадков ОВ, иногда развитию аноксидных обстановок в придонных частях столба воды. Причем в условиях пенеценизированного морской эрозией пологого рельефа даже относительно небольшой подъем уровня моря приводил к затоплению обширных территорий и мобилизации оттуда значительных количеств веществ, которые при поступлении в водоемы обуславливали резкий рост биопродуктивности.

Трансгрессия, будучи весьма быстрой, тем не менее развивалась неравномерно, о чем можно судить по установленной в СГ цикличности (более 10 циклитов). Наступление моря на сушу периодически, видимо, замедлялось или даже приостанавливалось, что было обусловлено короткопериодными флуктуациями уровня моря, связанными с прецессионными циклами Миланковича. Такая неравномерность, прерывистость трансгрессии приводила к уменьшению поставки в море био-

фильных элементов, падению биопродуктивности фито- и бактериопланктона и накоплению менее обогащенных ОБ осадков — преимущественно более карбонатных. То, насколько успешно реализовывался механизм поставки в водоемы биофильных элементов, в значительной мере зависело от местных геоморфологических особенностей береговых ландшафтов. Наиболее благоприятными были обширные плоские или пологие ландшафты; напротив, в случае относительно крутых берегов поступление в море биофильных элементов было слабым, и накапливались осадки с низкими содержаниями C_{org} .

После завершения наиболее активной фазы трансгрессии и прекращения поступления в водоем биофильных элементов интенсивное цветение разнообразных форм фитопланктона постепенно заканчивалось и, соответственно, прекращалось обогащение илов ОБ.

Рассмотренный механизм формирования углеродистых отложений вполне удовлетворительно объясняет происхождение относительно маломощных горизонтов углеродистых отложений (аналогичных ОАЕ 2), но распространенных на значительной территории.

Как видим, важнейшим элементом сценария формирования обогащенных ОБ отложений являются эвстатические колебания уровня моря разного знака, порядка и магнитуды. Различные аспекты колебаний уровня моря в конце сеноманского времени рассмотрены во многих работах [Gale et al., 1999, 2002; Wilmsen, 2003; Robaszynski et al., 1998; Voigt et al., 2006 и др.].

Изменения в разнообразных морских экосистемах, проявившиеся во время события ОАЕ 2, описаны в многочисленных публикациях. Кроме того, во время этого события произошли изменения газового состава атмосферы, о чем свидетельствует углеродная аномалия в остатках наземных растений [Hasegawa, 1997]. Несмотря на то, что некоторые реконструкции Т. Хасегавы были подвергнуты критике [Yazukova, Zonova, 2004], общие его построения представляются вполне корректными. Таким образом, в позднем сеномане изменения палеоэкологических условий были характерны как для океанических и морских систем, так и для атмосферы и наземных ландшафтов. Из этого следует, что определенные изменения были присущи всей биосфере, и событие ОАЕ 2 можно квалифицировать, как биосферное.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В осадочной летописи Восточно-Кавказского бассейна северо-восточного Перитетиса отчетливо выражено позднесеноманское событие ОАЕ 2; отложения переходного сеноман/туронского интервала изучены в 7 разрезах. Степень стратиграфической полноты разрезов различна, на основании чего выделяются разрезы с полным ком-

плексом отложений, соответствующих событию ОАЕ 2; разрезы, в которых сохранился только горизонт, обогащенных ОБ пород, перекрываемых известняками среднего турона; разрезы с полностью эродированными отложениями ОАЕ 2 во время раннетуронской регрессии.

2. Для отложений ОАЕ 2 характерна отчетливо выраженная циклическая структура. В обогащенных ОБ отложениях выделяются 11–12 циклитов, толщиной до 15–17 см, которые состоят из чередующихся слоев черных мергелей (в основании) и серых глинистых известняков. Совокупность горизонта углеродистых отложений (“β”) и подстилающих и перекрывающих его слоев (“α”, “γ”) соответствует единому седиментационному циклу.

3. В пределах горизонта высокоуглеродистых отложений резко меняются его литолого-геохимические и биотические характеристики: наблюдается положительная аномалия $\delta^{13}C$ и отрицательная $\delta^{18}O$, повышаются концентрации многих малых элементов, происходят существенные перестройки в комплексах наннопланктона, исчезает бентосная фауна и др. Поскольку ряд изменений наблюдается уже в подстилающем горизонте “α”, а также прослеживается до кровли горизонта “γ”, следует считать, что событию ОАЕ 2 соответствует весь комплекс отложений этого интервала.

4. Изучение изменений в составе комплексов наннопланктона переходных сеноман-туронских отложений показало, что в ходе события ОАЕ 2 в палеобассейне произошло развитие кризисных обстановок на фоне относительного похолодания. В то же время, соотношение изотопов кислорода может свидетельствовать об относительном потеплении климата или распреснении вод бассейна. Последнее представляется возможным в некоторых частях бассейна, исходя из общей существенной обедненности наннопланктонных ассоциаций этого интервала и увеличении численности видов, резистентных к подобным изменениям среды (*Watznaueria* spp.)

5. Образование элементарных циклитов тем или иным образом связано с короткими прецессионными циклами Миланковича (~21 тыс. лет). Количество циклитов, подсчитанное в разных горизонтах, позволяет оценить продолжительность накопления углеродистых отложений в 230–250 тыс. лет, а всей совокупности отложений ОАЕ 2 в ~370–410 тыс. лет. Формирование осадочного цикла, объединяющего все отложения ОАЕ 2, соответствует, видимо, длинному эксцентриситетному циклу длительностью ~400 тыс. лет, что согласуется с оценкой по прецессионным циклам.

6. Литолого-геохимические характеристики углеродистых отложений свидетельствуют в пользу того, что аноксидные обстановки в водоеме во время их накопления возникали лишь периодически и охватывали незначительную часть столба воды —

в основном придонные слои. Аноксия не играла существенной роли в накоплении в осадках ОВ.

7. Образование углеродистых отложений происходило на фоне быстрой эвстатической трансгрессии, во время которой из наземных прибрежных ландшафтов осуществлялся вынос в водоем большого количества биофильных элементов, что обуславливало резкий рост биопродуктивности фито- и бактериопланктона и накопление в осадках большого количества ОВ. Нелинейный характер развития трансгрессии приводил к неравномерности поставки в водоем биофилов, что повлияло на образование циклически построенных отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01138 и Программы Президиума РАН № 27.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Копачев Л.Ф., Венгерцев В.В., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: Изд-во МГУ, 1997. Вып. 1. С. 54–73.
- Брагина Л.Г. Радиоларии сеномана и турона Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 3. С. 43–50.
- Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1 / Под ред. Розанова А.Ю., Семихатова М.А. М.: Недра, 1994. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О., Копачев Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. № 4. С. 3–14.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
- Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Раннемеловой аноксический бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Гаврилова Ю.О., Хуторского М.Д. М.: Наука, 2004. С. 493–531.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ 2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 2. С. 94–108.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И. Отображение глобальных и межрегиональных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах северо-восточного Кавказа (Дагестан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа / Под ред. Черкашина В.И. Махачкала, 2006. С. 15–24.
- Геология СССР. Армянская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Том XLIII. 464 с.
- Геология СССР. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. Том XLVII. 520 с.
- Гинзбург А.И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.
- Кузьмичева Т.А. Распределение фораминифер в пограничных отложениях сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым, Украина) // Вестник МГУ, сер. 4. Геол. 2001. № 4. С. 27–35.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Методы изучения осадочных пород. Т. II. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 564 с.
- Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежа сеноман/турон и маастрихт/даний // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 33–53.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. № 4. С. 11–25.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Ст. 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994 а. Т. 69. Вып. 1. С. 28–42.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Ст. 2. Изотопный состав и содержание кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994 б. Т. 69. Вып. 2. С. 59–74.
- Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О. Стратиграфия меловых и нижнепалеогеновых отложений Центрального Дагестана по наннопланктону // Региональная геология и нефтегазоносность Кавказа / Под ред. Черкашина В.И. Махачкала. 2012. С. 57–65.
- Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Палеоэкологические перестройки в ходе меловых аноксических событий в Дагестанской части бассейна Восточного Кавказа // Геология и полезные ископаемые Кавказа / Под ред. Черкашина В.И. Махачкала. 2011. С. 53–59.
- Arndt S., Brumsack H.-J., Wirtz K.W. Cretaceous Black Shales as Active Bioreactor: A Biogeochemical Model for the Deep Biosphere Encountered During ODP Leg 207 (Demerara Rise) // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 408–425.
- 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. V. 335. P. 714–717.
- Arthur M.A., Jenkyns H.C., Brumsack H.-J., Schlanger S.O. Stratigraphy, Geochemistry, and Paleooceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences // Cretaceous Resources, Events and Rhythms / Eds Ginsburg R. N., Beaudoin B. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 75–119.
- Arthur M.A., Schlanger S.O. Cretaceous “oceanic anoxic events” as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. P. 870–885.

- Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns H.C. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event: II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation // *Marine Petroleum Source Rocks*, Geol. Soc. London., Spec. Publ. 1987. V. 26. P. 401–420.
- Bowman A.R., Bralower T.J. Paleooceanographic significance of high-resolution carbon isotope records across the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior and New Jersey coastal plain, USA // *Marine Geol.* 2005. V. 217. P. 305–321.
- Bralower T.J., Fullagar P.D., Paull C.K. et al. Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1997. V. 109. № 10. P. 1421–1442.
- Brumsack H.-J. Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Leg 11, 14, 36 and 41) // *Chem. Geol.* 1980. V. 31. P. 1–25.
- Brumsack H.-J. The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California and the Black Sea // *Geol. Rundsch.* 1986. V. 78. P. 851–882.
- Brumsack H.-J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implication for Cretaceous black shale formation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2006. V. 232. P. 344–361.
- Burnett J. Upper Cretaceous // In Bown P. R. (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Cambridge University Press, 1998. P. 132–199.
- Caron M., Robaszynski F., Amedro F. et al. Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cenomanien/Turonien; approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1999. V. 170. № 2. P. 145–160.
- Čech S., Hradecká L., Svobodová M., Švabenická L. Cenomanian and Cenomanian-Turonian boundary in the southern part of the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic // *Bull. Geosci.* 2005. V. 80. № 4. P. 321–354.
- Dymond J., Suess T., Lyle M. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity // *Paleoceanography*. 1992. V. 7. P. 163–181.
- El-Sabbagh A., Tantawy A.A., Keller G. et al. Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event OAE 2 in shallow shelf sequences of NE Egypt // *Cretaceous Res.* 2011. V. 32. № 6. P. 705–722.
- Erba E. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events // *Mar. Micropaleontol.* 2004. V. 52. P. 85–106.
- Falkner K.K., Klinkhammer G.P., Bowers T.S. et al. The behavior of barium in anoxic marine waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. № 3. P. 537–554.
- Fernando A. G. S., Takashima R., Nishi H. et al. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Thomel Level (OAE 2) in the Lambrous section, Vocontian Basin, southeast France // *Geobios.* 2010. V. 43. P. 45–57.
- Fernando A.G.S., Nishi H., Tanabe K. et al. Calcareous nannofossil biostratigraphic study of forearc basin sediments: Lower to Upper Cretaceous Budden Canyon Formation (Great Valley Group), northern California, USA // *Island Arc.* 2011. doi:10.1111/j.1440-1738.2011.00770.x
- Fisher J.K., Price G.D., Hart M.B., Leng M.J. Stable isotope analysis of the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event of the Crimea // *Cretaceous Res.* 2005. V. 26. № 6. P. 853–863.
- Gale A.S., Young J.R., Shackleton N.J. et al. Orbital tuning of Cenomanian marly chalk succession: towards a Milankovitch time-scale for the Late Cretaceous // *Phil. Transact. Royal Soc. London.* 1999. V. 357. № 1757. P. 1815–1829.
- Gale A.S., Hardenbol J., Hathway B. et al. Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: Evidence for Milankovitch control on sea level // *Geology*. 2002. V. 30. № 4. P. 291–294.
- Gale A.S., Smith A.B., Monks N.E.A. et al. Marine biodiversity through the Late Cenomanian-Early Turonian: paleoceanographic control and sequence stratigraphic biases // *J. Geol. Soc., London.* 2000. V. 157. P. 745–757.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A. Mid-Cretaceous Anoxic Events in the Eastern Caucasus, Russia. 7th International Symposium on the Cretaceous. 5–9 September, 2005. Scientific Program and Abstracts. 2005. P. 90–91.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H. Paleocene/Eocene boundary events in the Northeastern Peritethys // *Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* / Eds Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Spec. Paper 369. 2003. P. 147–168.
- Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1958. V. 13. № 2–3. P. 153–212.
- Hardas P., Mutterlose J. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval of ODP Leg 207 Demerara Rise // *Rev. de Micropaléontol.* 2006. V. 49. P. 165–179.
- Hardas P., Mutterlose J. Calcareous nannofossil assemblages of Oceanic Anoxic Event 2 in the equatorial Atlantic: evidence of eutrophication event // *Marine Micropaleontol.* 2007. V. 66. P. 52–69.
- Hasegawa T. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 130. P. 251–273.
- Hays J.D., Pittman W.C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences // *Nature.* 1973. V. 246. P. 18–22.
- Henkel S., Mogollon J.M., Nothen K. et al. Diagenetic barium cycling in Black Sea sediments – A case study for anoxic marine environments // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2012. V. 88. P. 88–105.
- Jarvis I., Lignum J.S., Gröcke D.R. et al. Jenkyns, H.C., and Pearce, M.A.: Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event // *Paleoceanography*. 2011. V. 26. PA3201, doi:10.1029/2010pa002081.
- Jarvis I., Mabrouk A., Moody, R.T.J. et al. Applications of carbon isotope and elemental (Sr/Ca, Mn) chemostratigraphy to sequence analysis: sea-level change and the global correlation of pelagic carbonates // *The Geology of East Libya* / Eds Salem M.J., El-Hawat A.S. 2008. V. 1. Earth Science Society of Libya. Tripoli. P. 369–396.
- Jarvis I., Murphy A.M., Gale A.S. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change // *J. Geol. Soc. London.* 2001. V. 158. P. 685–696.
- Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans // *J. Geol. Soc. London.* 1980. V. 137. P. 171–188.

- Kasten S., Haese R.R., Zabel M. et al. Barium peaks at glacial terminations in sediments of the equatorial Atlantic Ocean – relicts of deglacial productivity pulses? // *Chem. Geol.* 2001. V. 175. № 3–4. P. 635–651.
- Keller G., Berner Z., Adatte T., Stueben D. Cenomanian-Turonian and $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 211. № 1–2. P. 19–43.
- Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // *Episodes.* 2005. V. 28. № 2. P. 93–104.
- Kerr A.C. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian–Turonian boundary? // *J. Geol. Soc. London.* 1998. V. 155. P. 619–626.
- Kopaevich L., Kuzmicheva T. The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography* / Ed Wagreich M. Proc. of the 6th International Cretaceous Symposium. Vienna 2000. Österreichischen Akademie der Wissenschaften. 2002. Bd. 15. P. 129–149.
- Kuhnt W., Nederbragt S., Leine L. Cyclicity of Cenomanian-Turonian organic-carbon-rich sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco) // *Cretaceous Res.* 1997. V. 18. № 4. P. 587–601.
- Kuhnt W., Luderer F., Nederbragt S. Orbital-scale record of the late Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE-2) in the Tarfaya Basin (Morocco) // *Int. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2005. V. 94. P. 147–159.
- Kuroda J., Ogawa N.O., Tanimizu M. et al. Contemporaneous massive subaerial volcanism and late Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 256. P. 211–223.
- Lamolda M.A., Gorostidi A., Martinez R. et al. Fossil occurrences in the Upper Cenomanian-Lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy // *Cretaceous Res.* 1997. V. 18. P. 331–353.
- Levitani M.A., Alekseev A.S., Badulina N.V. et al. Geochemistry of Cenomanian/Turonian Boundary Sediments in the Mountainous Part of Crimea and the Northwestern Caucasus // *Geochem. Int.* 2010. V. 48. №. 6. P. 534–554.
- Linnert C., Mutterlose J., Erbacher J. Calcareous nannofossils of the Cenomanian/Turonian boundary interval from the Boreal Realm (Wunstorf, northwest Germany) // *Marine Micropaleontology*. 2010. V. 74. P. 38–58.
- Luciani V., Cobianchi M. The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian–Turonian of the north-eastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data // *Cretaceous Res.* 1999. V. 20. P. 135–167.
- McManus J., Berelson W.M., Klinkhammer G.P. et al. Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. № 21–22. P. 3453–3473.
- Melinte-Dobrinescu M.C., Bojar A.-V. Biostratigraphic and isotopic record of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ohaba-Ponor section (SW Hateg, Romania) // *Cretaceous Res.* 2008. V. 29. P. 1024–1034.
- Paul C.R.C., Lamolda M.A., Mitchell S.F. et al. The Cenomanian-Turonian boundary at Eastburne (Sussex, UK): a proposed European reference section // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1999. V. 150. P. 83–121.
- Paytan A., Griffith E. M. Marine barite: recorder of variations in ocean export productivity // *Deep Sea Res. Part II-Topical Studies in Oceanography*. 2007. V. 54. P. 687–705.
- Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous nannofossils // *Plankton Stratigraphy*. 1. Planktic foraminifera, calcareous nannofossils and calpionellids / Eds Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. 1985. P. 329–426.
- Pfeifer K., Kasten S., Hensen C., Schulz H.D. Reconstruction of primary productivity from the barium contents in surface sediments of the South Atlantic Ocean // *Mar. Geol.* 2001. V. 177. P. 13–24.
- Prokoph A., Villeneuve M., Agterberg F.P., Rachold V. Geochronology and calibration of global Milankovitch cyclicity at the Cenomanian-Turonian boundary // *Geology*. 2001. V. 29. № 6. P. 523–526.
- Robaszynski F., Gale A.S., Juignet P. et al. Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous series of the Anglo-Paris Basin: exemplified by the Cenomanian stage // *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* / Eds Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. et al. SEPM. Spec. Publ. 1998. V. 60. P. 363–386.
- Sageman B.B., Rich J., Arthur M.A. et al. Evidence for Milankovitch periodicities in Cenomanian-Turonian lithologic and geochemical cycles, Western Interior USA // *J. Sed. Res.* 1997. V. 67. P. 286–302.
- Sageman B.B., Meyers S.R., Arthur M.A. Orbital time scale and new C-isotope record for Cenomanian-Turonian boundary stratotype // *Geology*. 2006. V. 34. № 2. P. 125–128.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences // *Geol. en Mijnbouw*. 1976. V. 55. P. 179–184.
- Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkins H.C., Scholle P.A. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1987. V. 26. P. 371–399.
- Schmitz B. Barium, equatorial high productivity, and the northward wandering of the Indian continent // *Paleoceanography*. 1987. V. 2. P. 63–78.
- Scopelliti G., Bellanca A., Coccioni R., Luciani V. et al. High-resolution geochemical and biotic records of the Tethyan ‘Bonarelli Level’ (OAE2, latest Cenomanian) from the Calabianca–Guidaloca composite section, northwestern Sicily, Italy // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 208. P. 293–317.
- Sinninghe Damsté J.S., van Bentum E.C., Reichert G.-J., Pross J., Schouten S. A CO_2 decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2010. V. 293. P. 97–103.
- Sinton C.W., Duncan R.A. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 836–842.
- Sissinger W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geologie en Mijnbouw*. 1977. V. 56. P. 37–65.
- Shamrock J., Watkins D.K. Evolution of the Cretaceous calcareous nanofossil genus *Eiffellithus* and its biostratigraphic significance // *Cretaceous Res.* 2009. V. 30. P. 1083–1102.

- Shcherbinina E., Aleksandrova G.* Nannofossil and dinocyst record across the Cenomanian/Turonian transition of the Crimea, Ukraine // Scientific Program and Abstracts of 7th International Symposium on the Cretaceous, 5–9 September 2005, Neuchâtel, Suisse. 2005. P. 200–201.
- Snow L.J., Duncan R.A., Bralower T.J.* Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2 // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA3005, doi:10.1029/2004PA001093.
- Tantawy A.A.* Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cenomanian-Turonian transition in the Tarfaya Basin, southern Morocco // *Cretaceous Res.* 2008. V. 29. № 5–6. P. 995–1007.
- Torres M.E., Brumsack H.-J., Bohrmann G., Emeis K.-C.* Barite fronts in continental margin sediments: a new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts // *Chem. Geol.* 1996. V. 127. P. 125–139.
- Tsikos H., Jenkyns H.C., Walsworth-Bell B. et al.* Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities // *J. Geol. Soc. London*. 2004. V. 161. P. 711–719.
- Tremolada F., Erba E., van de Schootbrugge B., Mattioli E.* Calcareous nannofossil changes during the late Callovian-early Oxfordian cooling phase // *Marine Micropaleontology*. 2006. V. 59. P. 197–209.
- Tur N.A.* Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // *Biotic recovery from mass extinction events* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1996. № 102. P. 259–264.
- Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche Basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.
- Voigt S., Gale A.S., Voigt T.* Sea-level change, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of north-west Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis // *Cretaceous Res.* 2006. V. 27. P. 836–858.
- von Breymann M.T., Emeis K.-C., Suess E.* Water depth and diagenetic constraints on the use of barium as a palaeoproductivity indicator // *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene* / Eds Summerhayes C.P., Prell E.L., Emeis K.-C. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1992. V. 64. P. 131–145.
- Walsworth-Bell B., Erba E., C/T Net-Group.* Calcareous nannofossils and the Cenomanian/Turonian OAE2 // *Geophys. Res. Abstr.* 2003. Vol. 5. № 06084.
- Weissert H., Erba E.* Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // *J. Geol. Soc. London*. 2004. V. 161. P. 1–8.
- Westermann S., Fiet N., Fleitmann D. et al.* Absence of anoxic conditions during OAE 2 in Helvetic realm? // *Geophys. Res. Abstr.* 2008. V. 10. № A-08484.
- Wilmsen M.* Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany // *Cretaceous Res.* 2003. V. 24. P. 525–568.
- Yazykova E., Zonova T.* Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO₂ by T. Hasegawa et al. — Discussion // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 215. P. 173–177.