

УДК 551.763

МЕЛОВЫЕ ОКЕАНСКИЕ АНОКСИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ: ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

© 2010 О.Л. Савельева

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: savelyeva@kscnet.ru*

Приведен обзор современных представлений о меловых океанских аноксических событиях, рассмотрены возможные причины их возникновения, связь с изотопными экскурсами, значение для стратиграфии. Особое внимание уделено Тихоокеанскому региону. Показано наличие следов аноксических событий в меловых отложениях Камчатки.

Ключевые слова: меловой период, океанские аноксические события, углеродистые осадки, биопродуктивность.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из наиболее интересных черт меловых океанов – прерывание нормального пелагического и гемипелагического осадконакопления короткими (менее 1 млн лет) эпизодами распространяющейся в океане аноксии. Эти интервалы характеризуются отложением осадочных толщ, включающих богатые органическим веществом (ОВ) черные сланцы, формировавшиеся в условиях дефицита кислорода. Такие периоды получили название океанских аноксических событий (ОАЕ – oceanic anoxic event (Schlanger, Jenkyns, 1976)).

Наиболее полные обзоры по меловым ОАЕ содержатся в работах (Басов, Вишневская, 1991; Веймарн и др., 1998; Вишневская и др., 2006; Brumsack, 2006; Coccioni et al., 2006; Dumitrescu, Brassell, 2006; Erbacher, Thurow, 1997; Jenkyns, 2010; Leckie et al., 2002; Simoneit, 1986; Takashima et al., 2004). В этих книгах и статьях можно найти сведения об основных проявлениях аноксии в меловом периоде, о разрезах, в которых наблюдаются уровни этих событий, о сопровождающих их изотопных и геохимических аномалиях, о связи ОАЕ с биотическими кризисами. Большое внимание уделяется проблемам ОАЕ на международных конференциях геохимиков, палеонтологов и стратиграфов. Например, немало докладов было посвящено этой теме на 19-й ежегодной Гольдсмитовской конференции (Юдович, 2009).

Следы ОАЕ в разрезах меловых толщ встречаются по всему земному шару. Это позволяет использовать их уровни в качестве реперов для корреляции морских отложений. Изменение глобального бюджета углерода во время и после отложения осадков, обогащенных органическим углеродом, отражалось на соотношении стабильных изотопов углерода в осадках. Массовое применение изотопных методов в изучении горных пород позволило выявить совпадения в разрезе многих уровней ОАЕ с резкими изменениями соотношений стабильных изотопов углерода. Позитивные и негативные экскурсы и сдвиги изотопно-углеродных кривых ($\delta^{13}\text{C}$) нередко оказываются глобальными и служат для межрегиональной корреляции (Веймарн и др., 1998; Arthur et al., 1988; Erbacher et al., 2005; Fisher et al., 2005; Hasegawa, 1997; Hasegawa et al., 2003; Jenkyns et al., 1994; Kuroda et al., 2007; Méhay et al., 2009; Takashima et al., 2010; Tsikos et al., 2004 и др.).

Условия климата, топографии, океанской циркуляции и продуктивности, которые привели к глобальному отложению углеродистых осадков, весьма отличаются от современных, и их восстановление является интересной проблемой. Эти исследования могут пролить свет на причины и механизмы развития внезапных океанографических и климатических изменений. Особенно чутко реагируют на эти изменения осадки открытых областей океана, где это влияние не затушевывается терригенным сносом.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ АНОКСИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Тепличные эпизоды, к которым обычно приурочены наиболее крупные из меловых ОАЕ, характеризуются крупными изменениями океанографических условий, биогеохимического цикла, макро- и микрофауны. Уровень CO_2 в атмосфере в эти периоды был в 3-5 раз, а по некоторым оценкам, даже в 5-6 раз больше, чем в настоящее время; предполагается также повышенное количество других тепличных газов (водяной пар, метан) (Erba, Bottini, 2009; Fenner, 2001). Аккумуляция и захоронение огромного количества органического углерода ($\text{C}_{\text{орг.}}$) во время аноксических событий приводили к постепенному падению уровня CO_2 и относительному похолоданию после ОАЕ (Brumsack, 2006; Sinninghe Damsté et al., 2009). Механизмы формирования углеродистых осадков разнообразны и определяются палеогеографией. Существуют две основные обстановки возникновения дефицита кислорода, благоприятного для сохранения черных сланцев. Они известны и в современных бассейнах, и в древних, в том числе в меловых.

– эвксинная обстановка: стратифицированные воды с аноксией в придонной части в закрытом или полузакрытом бассейне (например, эпиконтинентальном море):

– апвеллинговая обстановка: зона кислородного минимума (ЗКМ) в водной толще, пересекающая топографические возвышенности или континентальный склон (Simoneit, 1986); такая обстановка развивается в областях постоянных или сезонных апвеллингов вдоль континентальных окраин и в зоне экваториальной дивергенции (Barron, Peterson, 1990; Roth, 1989). Зона кислородного минимума называют слой в толще воды, где содержание растворенного кислорода ниже, чем в выше- и нижележащих слоях (Schlanger, Jenkyns, 1976). В современном океане эта зона располагается непосредственно ниже поверхностной фотической зоны (на глубине от 300-500 до 1000 м). В ней происходит биохимическое и химическое разложение поступающего сверху ОВ, сопровождающееся потреблением кислорода (Кобальтбогатые..., 2002). Современными примерами первой обстановки служат Черное и Балтийское моря, озера Танганика и Богория в Восточной Африке, различные фьорды, бассейн Орка в Мексиканском заливе, впадина Кариако в Карибском море. Примерами пересечения зоны кислородного минимума с осадками континентального шельфа являются побережье Перу и Чили, Калифорнийский залив, склон шельфа Намибии, побережье Индии и Пакистана (Волохин, Иванов, 2007; Simoneit, 1986).

Слой кислородного минимума простирается от побережья на большие расстояния в сторону центральных частей океана (Басов, Вишневская, 1991).

Долгое время обсуждались две модели формирования черных сланцев – модель продуктивности и модель сохранения. В первой модели (Erba, Tremolada, 2004; Roth, 1989; Watkins, 1989 и др.) ведущая роль в создании дефицита кислорода принадлежит обильному поступлению органического материала из фотической зоны на дно. Вторая модель (Erbacher et al., 2001; Herrle et al., 2003; Pratt, King, 1986 и др.) на первое место ставит условия сохранения ОВ на дне бассейна, которые могут быть связаны, например, со стратификацией водной толщи, или вялой циркуляцией, или со значительным сносом с суши наземного растительного материала. Ни одна из этих моделей не может считаться универсальной, то есть объясняющей все случаи накопления черных сланцев. Для каждого конкретного бассейна и для каждого уровня ОАЕ необходимы тщательные исследования для установления палеообстановок и механизмов, приводящих к аноксии или дизоксии. Считается, что при высокой продуктивности и эвксинные бассейны, и области апвеллингов производят осадки, обогащенные $\text{C}_{\text{орг.}}$; при олиготрофных же условиях это способны делать только эвксинные обстановки (Brumsack, 2006).

Породы, обогащенные $\text{C}_{\text{орг.}}$, образуются в результате захоронения органического материала наземного и/или морского происхождения. Анализ микрокомпонентов ОВ, формировавшегося в раннем апте в Тихом океане (скв. ODP 1207, 1213, 1214 на возвышенности Шатского и скв. DSDP 463 на горах Мид-Пацифик), а также на рубеже сеномана и турона в различных регионах земного шара (Dumitrescu, Brassell, 2005), показал, что главным производителем морской органики был эукариотический фитопланктон. Подчиненное значение имели динофлагелляты и известковый нанопланктон. Роль цианобактерий в планктонном сообществе подчеркивается многими исследователями (Dumitrescu, Brassell, 2005; 2006; Kuypers et al., 2001; Ohkouchi et al., 2006; Rau et al., 1987). Вклад этих организмов в ОВ особенно увеличивался при поступлении на поверхность океана свежих порций Fe и других питательных микроэлементов, связанном с апвеллингом промежуточных и/или глубинных вод. Цианобактерии фиксировали азот, необходимый эукариотическому фитопланктону, и таким образом поддерживали различные сообщества организмов более высоких трофических уровней (Dumitrescu, Brassell, 2005). Появляются сообщения и об участии в поставке органики бентосных микробиальных матов (Gorin et al., 2008).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЛЕДОВ ОАЕ
В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Сведения о количестве меловых ОАЕ отличаются у разных авторов. Выделяются следующие события: поздневаланжинское, позднеготеривское, ОАЕ1а (конец раннего апта), позднеаптское, ОАЕ1b (три уровня в позднем апте-раннем альбе), ОАЕ1с (начало позднего альба), ОАЕ1d (конец позднего альба), среднесеноманское событие (МСЕ), ОАЕ2 (граница сеномана и турона) и ОАЕ3 (граница коньяка и сантона) (Bersezio et al., 2002; Coccioni, Galeotti, 2003; Erba, Tremolada, 2004; Erbacher, Thurow, 1997; Jenkyns, 2010; Leckie et al., 2002; Mitchell et al., 2008; Rey et al., 2004). Время с апта по турон выделяется концентрацией аноксических событий. Наиболее глобально проявлены и хорошо изучены уровни ОАЕ1а и ОАЕ2.

Детально исследованы и датированы с помощью высокоразрешающей комплексной стратиграфии разрезы Западной Европы (Италии, Франции, Англии, Германии) и северной Африки, а также разрезы Западного Внутреннего бассейна Северной Америки (Coccioni, Galeotti, 2003; Barron et al., 1985; Bellanca et al., 2002; Erba, Tremolada, 2004; Erbacher, Thurow, 1997; Kuroda et al., 2007; Mitchell et al., 2008; Sageman et al., 2006; Scopelliti, 2004; Tsikos et al., 2004; Turgeon, Brumsack, 2006; Watkins, 1989 и др.). Русскоязычная литература по меловым ОАЕ в основном касается Крыма, Кавказа, Русской плиты (Вишневская и др., 2006; Гаврилов, Копаевич, 1996; Гаврилов и др., 2002; 2009; Найдин, Кияшко, 1994), а также севера Западной Сибири (Захаров и др., 2003). В работе (Вишневская и др., 2006) перечислены многие разрезы со следами ОАЕ, расположенные в разных точках земного шара, показаны особенности эволюции фораминифер и радиолярий на уровнях ОАЕ1d и ОАЕ2.

Большой объем информации о меловых ОАЕ получен при проведении глубоководного бурения в океанах. Многочисленны данные по меловым ОАЕ в пределах расширяющейся Атлантики (Erbacher et al., 2005; Erbacher, Thurow, 1997; Simoneit, 1986; Wilson, Norris, 2001 и др.). Имеются свидетельства о дефиците кислорода в меловых осадках Индийского океана (Davies et al., 1974; Holbourn, Kuhnt, 2002; Oosting et al., 2006 и др.). Следы меловых аноксических событий обнаружены на тихоокеанских вулканических подводных возвышенностях (Басов, Вишневская, 1991; Baudin, 1995; Bralower et al., 2002; Dumitrescu, Brassell, 2006; Larson et al., 1975; Larson, Schlanger, 1981; Sager et al., 1993; Schlanger et al., 1976; Thiede et al., 1981; Winterer et al., 1971). Например, на возвышенностях Хесса и Шатского среди глубоководных кремнисто-карбонатных

отложений аптского, альбского и сеноманского возраста установлены тонкие прослой, обогащенные органическим веществом морского происхождения. Наблюдается также обогащение $C_{\text{орг}}$ отдельных слоев на горах Мид-Пацифик (готерив – турон), на плато Манихики (нижний апт), на Магеллановых горах (верхний баррем – альб). Органическое вещество на этих возвышенностях имеет морское, наземное или смешанное происхождение. Наземный растительный детрит и гумус принесены с островов. Меловые тихоокеанские отложения, образовавшиеся на большей глубине, не содержат обогащенных органикой горизонтов (Dean et al., 1981), за исключением прослоев переотложенного или быстро захороненного органического вещества во впадинах Восточно-Марианской и Науру соответственно, а также сильно окисленного ОВ вблизи атолла Пикинни (быв. Бикини (Wilson et al., 1998)). Наиболее четко на подводных возвышенностях выделяется уровень ОАЕ1а (Dumitrescu, Brassell, 2005, 2006; Dumitrescu et al., 2006; Jenkyns, 1995; Jenkyns, Wilson, 1999; Price, 2003). Валанжинское событие установлено по положительному экскурсу $\delta^{13}C$ в скважине DSDP 1149В и по обогащенным $C_{\text{орг}}$ осадкам на возвышенности Шатского (Erba et al., 2004). Данное событие, впрочем, многие исследователи квалифицируют как незначительное по масштабам накопления ОВ и имеющее ограниченное распространение (Westermann et al., 2010). Положительный изотопно-углеродный пик в самом верху апта установлен на гайоте Резольюшн (горы Мид-Пацифик) (Ando et al., 2002; 2003). ОВ в верхнеаптских-нижнеальбских отложениях встречено во впадине Науру и на гайоте Резольюшн (Басов, Вишневская, 1991; Dumitrescu, Brassell, 2006). Органические прослой, сопоставляемые (Wilson, Norris, 2001) с уровнем ОАЕ1d, обнаружены на возвышенности Хесса, горах Мид-Пацифик и Магеллановых. В скважине ODP 869 (Маршалловы острова) установлен положительный экскурс $\delta^{13}C$, соответствующий ОАЕ2 (Jenkyns et al., 1995; Jenkyns, Wilson, 1999), ОВ на этом уровне наблюдается в этой же скважине, а также во впадинах Восточно-Марианской и Науру (Басов, Вишневская, 1991; Baudin, 1995).

Необходимо отметить, что многие вопросы стратиграфии океанских меловых отложений остались нерешенными из-за неравномерности сети скважин и часто низкого выхода керна, особенно в разрезах Тихого океана с многочисленными прослоями кремней. В процессе бурения сохраняются только наиболее твердые породы. КERN нередко представлен обломками кремней мощностью не более 6 см с примазками мела или известняков, а его выход часто не пре-

вышает 20%. Реконструкция литологической последовательности в этом случае невозможна (Басов, Вишневская, 1991; Dumitrescu, Brassell, 2006; Erba et al., 2004; Keene, 1975). В связи с этим приобретает важное значение детальное изучение разрезов, содержащих прослой, обогащенные $C_{орг}$, в складчатом обрамлении Тихого океана, которое содержит наряду с островодужными и палеоокеанические комплексы. На западе Тихоокеанского региона следы меловых ОАЕ наиболее полно представлены в разрезах Японии, а именно в группе Езо в центральной части о-ва Хоккайдо, которая сформировалась в преддуговом прогибе. Эти разрезы сложены терригенными толщами с повышенным содержанием органического вещества наземного происхождения (Ando et al., 2002, 2003; Hasegawa, 1997; Takashima et al., 2004, 2010). По данным изотопии углерода здесь выделены уровни ОАЕ1а, b, c, d, МСЕ и ОАЕ2. Аналогичные группе Езо терригенные породы слагают быковскую свиту позднесеноман-раннекампанского возраста на юге Сахалина (Hasegawa et al., 2003). Здесь границе сеномана и турона, как и в Японии, соответствует положительная изотопно-углеродная аномалия. Примером меловых отложений, сформировавшихся в аноксической обстановке на востоке Палеоокеана, может служить обнаруженный в Северной Калифорнии уровень раннеаптского события в аллохтонных известняках францисканской формации (Sliter, 1999).

На Восточной Камчатке слои, обогащенные органическим углеродом морского происхождения, обнаружены среди пелагических карбонатно-кремнистых отложений альб-сеноманского возраста, входящих в состав смагинской свиты на п-ове Камчатский Мыс (Савельев и др., 2007; Савельева, 2009). Среди ритмично переслаивающихся яшм и кремнистых известняков присутствуют тонкие прослой сапропелевых пород, содержащие от 18 до 53% $C_{орг}$ (Савельева, 2009). По данным радиоляриевых анализов, интервал между двумя углеродистыми прослоями в наиболее изученном разрезе датируется сеноманом (Палечек и др., 2010). Нижнему из прослоев соответствует положительный изотопно-углеродный экскурс (Савельева, 2009), сходный с наблюдающимися на уровне МСЕ в разрезах Италии, Атлантики и Японии.

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОАЕ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

Предпосылкой для глобальных ОАЕ явились климатические события, которые воздействовали на океанскую циркуляцию. В раннем мелу на высоких широтах было относительно холодно. Активный вулканизм, проявлявшийся с начала

апта в срединно-океанических хребтах и во внутриплитных обстановках, привел к глобальному потеплению, которое достигло максимума в раннем туроне (Leckie et al., 2002). В отличие от этих процессов, вспышки надсубдукционного вулканизма в различные эпохи вызывают похолодания, поскольку сопровождаются выбросом в атмосферу большого количества пирокластики.

С высоким уровнем тепличных газов в атмосфере, в том числе CO_2 , связаны необычайно теплые температуры в апте-туроне как в полярных областях, так и в низких широтах. Интересны данные по палеотемпературам поверхности океана и более глубоких его слоев, полученные разными исследователями путем измерения $\delta^{18}O$ в раковинах фораминифер, обитавших на разной глубине. В Антарктике температура поверхности океана достигала в позднем альбе 15-17°C, а в позднем сеномане 22-30°C, приближаясь к температуре, установленной для приэкваториальных областей (23-30°C по фораминиферам с возвышенности Шатского и гор Мид-Пасифик – скважины 305 и 463 DSDP) (Huber et al., 2002). Данные других авторов (Price, Hart, 2002; Price et al., 1998) по этим же тихоокеанским скважинам свидетельствуют об увеличении температуры поверхности океана с ~21°C в раннем альбе до 28°C в течение сеномана. Еще более важно то, что температура термоклина постепенно увеличивалась на протяжении альба и сеномана, достигая в среднем 15°C в позднем альбе и 19-20°C в позднем сеномане (Huber et al., 2002). Таким образом, для мелового океана был характерен пониженный температурный и, следовательно, плотностной градиент *верхней* части водной толщи. При этом циркуляция *глубинной* воды в это время не могла по интенсивности сравниться с современной из-за низкого температурного градиента между экватором и полюсами, а также между поверхностными и глубинными океанскими водами (Океанология..., 1980; Fenner, 2001). По этой причине, а также поскольку кислород менее растворим в теплой воде, чем в холодной, меловые океаны становились аноксическими более легко, чем океаны с холодными придонными водами (Parrish, Curtis, 1982; Roth, 1989). Обедненный кислородом слой воды распространялся из зон апвеллинга в восточных частях Атлантики и Тихого океана гораздо дальше, чем в настоящее время.

Меловые ОАЕ, как правило, имели резкое начало: возможно, это связано с внешними относительно кратковременными событиями, которые, действуя в условиях теплого, обедненного кислородом океана, толкали его по достижении некоего порога к состоянию аноксии. Спусковые механизмы, приводящие к аноксии, в разных регионах земного шара могли быть различными:

трансгрессия (Гаврилов, Копаевич, 1996; Гаврилов и др., 2002) или резкое увеличение количества осадков (Herrle et al., 2003), вызывающие поступление в бассейн большого количества питательных веществ; исключительная интенсификация ветрового перемешивания (Roth, 1989; Wilson, Norris, 2001); временная изоляция бассейна и увеличение соленостной стратификации в нем (Brumsack, 1980); ускоренное формирование соленых глубинных вод в тропиках, благоприятствующее интенсификации океанской термогалинной циркуляции (Menegatti et al., 1998) и др. Относительная важность этих процессов могла изменяться в зависимости от региона, а также, возможно, изменяться во времени.

Бассейны океана Тетис и ранней Атлантики в апте-сеномане характеризовались медленным оборотом придонной воды, и аноксия нередко затрагивала большую часть водной колонки; в этом случае формировались осадки преимущественно серого и зеленого цвета. В этих регионах большую роль в накоплении черных сланцев играл в целом фактор сохранения ОВ в условиях стратифицированного бассейна. Однако в океане Тетис в меловом периоде были распространены постоянные и сезонные прибрежные апвеллинги (Fenner, 2001). Поэтому и фактор повышенной продуктивности не может быть полностью исключен.

В соответствии с климатическим моделированием движимая ветрами океанская циркуляция в Тихом океане обнаруживала аналоги всех главных современных течений и апвеллингов, кроме Антарктического циркумполярного течения (Barron, Peterson, 1990; Кеннетт, 1987). Главное значение имело экваториальное течение с зоной дивергенции, опоясывающее земной шар. В Тихом океане черные сланцы обладают меньшей мощностью и содержат меньше $C_{орг.}$, чем в Атлантике, что указывает на господство кислородных условий на глубине (Parrish, Curtis, 1982). Тихоокеанские осадки, формировавшиеся ниже ЗКМ, часто приобретали розовые, красные и коричневые тона (Ferry, Schaaf, 1981). Они характерны, например, для отложений верхнего апта-нижнего сеномана скважины DSDP 464 (возвышенность Хесса) и верхнего апта-сантона скважины ODP 1213 (возвышенность Шатского) (Bralower et al., 2002; Roth, 1981). Карбонатно-кремнистые палеоокеанические отложения альб-сеноманского возраста п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) также имеют розовую и коричневую окраску и формировались в основном в кислородных условиях (Савельева, 2009); серая окраска появляется только вблизи прослоев, обогащенных $C_{орг.}$

Рассмотрим более подробно механизм развития аноксии в открытом океане. Здесь наиболее

важным фактором, влияющим на отложение углеродистых осадков, выглядит поступление питательных веществ с глубины в фотическую зону (Erba et al., 2004; Roth, 1989), вызывающее увеличение биопродуктивности. Крупномасштабная океанская термогалинная циркуляция и ветровой апвеллинг играют главную роль в поставке питательных веществ в фотическую зону Мирового океана (Leckie et al., 2002). Хорошо развитая плотностная стратификация на низких широтах современных океанов, а также сезонная стратификация на средних широтах сильно ограничивают вертикальное поступление питательных веществ. При таких условиях зоны повышенной первичной продуктивности сосредоточены в прибрежных и высокоширотных водах, а также в узких полосах ветровой дивергенции. В меловом периоде низкий плотностной градиент водной колонки приводил к тому, что гораздо меньшее внешнее воздействие могло вызвать увеличение вертикального поступления питательных веществ в поверхностные воды. Отмечено, что ОАЕ1d и ОАЕ2 сопровождалось полным разрушением температурной стратификации водной толщи океана, уничтожением термоклина и резким увеличением глубины перемешиваемого слоя. При этом температуры на поверхности океана и на бывшей глубине термоклина становились одинаковыми (Leckie et al., 2002; Wilson, Norris, 2001). Зафиксировано и резкое потепление промежуточных вод во время ОАЕ (Huber et al., 2002). В этих условиях усиление ветрового перемешивания верхней толщи океана вызывало поступление из *промежуточных* вод питательных веществ, увеличение биопродуктивности, возрастание протяженности, мощности и интенсивности ЗКМ. Аноксия возникала в осадках подводных возвышенностей в связи с пересечением их поверхности ЗКМ. Аноксические условия могли быть связаны также с высокой продуктивностью, вызванной локальными апвеллингами непосредственно над подводными возвышенностями.

Рядом исследователей (Erba et al., 2004; Kerr, 1998; Larson, Erba, 1999; Leckie et al., 2002; Price, 2003; Snow et al., 2005; Turgeon, Creaser, 2008) была выдвинута гипотеза о связи аноксических событий с крупными подводными вулканическими извержениями. По мнению этих авторов, массивные излияния базальтов, ассоциирующие с увеличением потока тепла, могли дестабилизировать водную колонку, вызывая перемешивание богатой питательными веществами *глубинной* воды с поверхностной, способствуя высокой биопродуктивности, повышенному поступлению $C_{орг.}$ на дно, возникновению аноксии и сохранению ОВ в осадках. Локальное поступление из гидротерм железа и

других биофильных элементов могло вызвать дополнительное повышение биопродуктивности (Sinton, Duncan, 1997). Именно в течение средней части мелового периода сформировалось большое число океанских вулканических плато. Их становление происходило путем извержения огромных объемов базальтов в течение 100 тыс - 1 млн лет. Короткие, большого объема импульсы извержений длились от дней до десятилетий (Snow et al., 2005). Глобальные аноксические события связаны, по-видимому, лишь с наиболее крупными импульсами вулканизма с энергией, достаточной, чтобы вынести на поверхность океана глубинные воды, обогащенные питательными веществами.

Хорошо изучены изменения палеоусловий в позднем барреме-раннем апте, вызванные вулканической активностью при становлении в Тихом океане плато Онтонг-Джава и Манихики, а также расположенной между ними рифтовой системы Нова-Кантон (Erba, Tremolada, 2004; Larson, Erba, 1999; Marsaglia, 2002; Tejada et al., 2009). С этим крупномасштабным проявлением вулканизма связывают образование осадков, обогащенных $C_{орг.3}$ в течение ОАЕ1а не только на тихоокеанских вулканических возвышенностях, но и по всему миру. Вулканизм сопровождался поступлением CO_2 в океан и атмосферу, что вызывало уменьшение рН морской воды и сказывалось на резком увеличении растворения карбоната в начале ОАЕ1а и кризисе известкового планктона (Erba, Tremolada, 2004), а также способствовало резкому повышению температуры и ослаблению глобальной океанской циркуляции (Jenkyns, 2010; Tejada et al., 2009).

Многие исследователи показали, что повышенная вулканическая активность вблизи сеноман-туронской границы также могла быть причиной аноксического события (ОАЕ2) и сопутствующих ему явлений (Kerr, 1998; Kuroda et al., 2007; Leckie et al., 2002; Orth et al., 1993; Snow et al., 2005; Turgeon, Creaser, 2008; Turgeon et al., 2009). Подтверждением этой гипотезы стали:

- новые датировки аргон-аргоновым методом базальтов о-вов Гаити и Кюрасао (Карибское плато), обнаружившие совпадение вулканизма с отложением черных сланцев (Snow et al., 2005);

- экскурс изотопного состава Pb в сторону значений, характерных для базальтов Карибской и Мадагаскарской вулканических провинций, на уровне ОАЕ2 в Центральной Италии (Kuroda et al., 2007);

- обогащение металлами осадков вблизи сеноман-туронской границы в районах, приближенных к Карибскому плато (Orth et al., 1993) – металлы поступали из гидротерм в океанскую воду, после этого участвовали в различных химических реакциях, многие из которых были

опосредованы биологически, и в конце концов транспортировались на дно и аккумуляровались в осадках (Snow et al., 2005);

- негативный экскурс изотопного соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ на границе сеномана и турона (Leckie et al., 2002);

- позитивный экскурс отношения Zn/Al и негативный экскурс изотопного соотношения $^{187}Os/^{188}Os$ на уровне ОАЕ2 в Центральной Италии и на возвышенности Демерара (скв. 1260 ODP) (Turgeon, Creaser, 2008; Turgeon et al., 2009). Последнее свидетельство особенно важно, т.к. короткое время пребывания в океане Os (тысячи лет) делает возможным обнаружение коротких флюктуаций изотопного состава морской воды. Низкие значения $^{187}Os/^{188}Os$ сохраняются в течение ОАЕ2, указывая на вулканическую активность и гидротермальный привнос осмия на протяжении всего времени формирования черных сланцев. К сеноману относится вулканическая деятельность на Карибском плато (94-93 млн лет), возобновление активности на плато Онтонг-Джава в Тихом океане (96-84 млн лет) и в центральной части плато Кергелен в Индийском океане (95-85 млн лет) (Leckie et al., 2002).

Образование углеродистых прослоев в пакетах карбонатно-кремнистого переслаивания в составе смагинской свиты Восточной Камчатки связано с ОАЕ, которые имели место в Тихом океане в сеноманском веке и проявлялись на вулканических подводных возвышенностях. На одной из них и накапливались изученные отложения. Геохимические особенности этих отложений свидетельствуют о возможной связи аноксических событий с местными проявлениями вулканизма (Савельев и др., 2008; Савельева, 2009).

ВЫВОДЫ

1. Проблема океанских аноксических событий и их влияния на живой мир океанов – одна из фундаментальных проблем в науках о Земле, находящаяся на стыке палеоклиматологии, палеонтологии, геохимии осадочных пород. По этой проблеме проводятся исследования в разных регионах мира, их результаты опубликованы в ведущих российских и зарубежных журналах. Следы ОАЕ фиксируются по всему миру примерно на одних и тех же стратиграфических рубежах.

2. Существуют две основные модели формирования черных сланцев – модель продуктивности и модель сохранения. В бассейнах океана Тетис и ранней Атлантики относительно большее значение имело сохранение ОВ в условиях ограниченной циркуляции. В Тихом океане определяющую роль играло увеличение био-

продуктивности, связанное с перемешиванием верхней толщи океана вследствие усиления ветровых апвеллингов. Аноксия не охватывала всю водную толщу, а развивалась в зоне кислородного минимума и в осадках на подводных возвышенностях.

3. Многочисленными исследованиями показана связь ОАЕ с внутриплитным подводным базальтовым вулканизмом, который способствовал как ограничению океанской циркуляции в целом (путем масштабного выделения CO₂ и создания климатических предпосылок ОАЕ), так и выносу питательных веществ из глубинных вод на поверхность в районах вулканогенных апвеллингов.

4. В северо-западном складчатом обрамлении Тихого океана следы меловых ОАЕ наиболее четко фиксируются в терригенных разрезах Японии (по изотопным экскурсам) и в палеоокеанических отложениях Восточной Камчатки (углеродистые прослои в разрезах альб-сеноманских карбонатно-кремнистых пород на п-ове Камчатский Мыс).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 10-05-00065-а, ДВО РАН № 09-III-A-08-429 и российско-германского проекта KALMAR.

Список литературы

- Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копачевич Л.Ф. и др.* Глобальные катастрофические события и их роль при стратиграфических корреляциях осадочных бассейнов разного типа. М.: Изд-во МГУ. 1998. 198 с.
- Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копачевич Л.Ф., Брагина Л.Г.* Развитие радиолярий и фораминифер на критических рубежах альба-сеномана и сеномана-турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 28-49.
- Волохин Ю.Г., Иванов В.В.* Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 406-425.
- Гаврилов Ю.О., Копачевич Л.Ф.* О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 3-14.
- Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А.* Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 359-380.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г.* Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 2. С. 94-108.
- Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А.* Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. № 11. Т. 44. С. 1093-1103.
- Кеннетт Дж.П.* Морская геология. В 2 т. Т. 2. М.: Мир, 1987. 384 с.
- Кобальтбогатые руды Мирового океана. / СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 1. С. 28-42.
- Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. / Отв. ред. А.С. Монин, А.П. Лилицын. М.: Наука, 1980. 464 с.
- Палечек Т.Н., Савельев Д.П., Савельева О.Л.* Альб-сеноманские радиолярии Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 67-87.
- Савельев Д.П., Ландер А.В., Пронина Н.В., Савельева О.Л.* Первая находка углистых пород в меловых палеоокеанических комплексах Восточной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2 (Вып. 10). С. 102-104.
- Савельев Д.П., Савельева О.Л., Карташева Е.В.* Геохимические свидетельства связи мелового аноксического события с вулканизмом в породах смагинского комплекса п-ова Камчатский Мыс. Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 236-243.
- Савельева О.Л.* Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 2009. 25 с.
- Юдович Я.Э.* Давосская геохимическая мода-2009 // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2009. № 7. С. 25-34.
- Ando A., Kakegawa T., Takashima R., Saito T.* New perspective on Aptian carbon isotope stratigraphy: Data from $\delta^{13}\text{C}$ records of terrestrial organic matter // Geology. 2002. V. 30. № 3. P. 227-230.
- Ando A., Kakegawa T., Takashima R., Saito T.* Stratigraphic carbon isotope fluctuations of detrital woody materials during the Aptian Stage in Hokkaido, Japan: Comprehensive $\delta^{13}\text{C}$ data

- from four sections of the Ashibetsu area // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2003. V. 21. P. 835-847.
- 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.
- Barron E.J., Arthur M.A., Kauffman E.G.* Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 72. P. 327-340.
- Barron E.J., Peterson W.H.* Mid-Cretaceous ocean circulation: results from model sensitivity studies // *Paleoceanography*. 1990. V. 5. № 3. P. 319-337.
- Baudin F.* Data report: carbon and carbonate contents of the Cenomanian-Turonian sediments from hole 869B (Leg 143): comparison with other deep basins from central and northwestern Pacific ocean / Winterer E.L., Sager W.W., Firth J.V et al. *Proceedings of the ODP, Scientific Results*. 1995. V. 143. P. 587-591.
- Bellanca A., Erba E., Neri R. et al.* Palaeoceanographic significance of the Tethyan «Livello Selli» (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 185. P. 175-196.
- Bersezio R., Erba E., Gorza M., Riva A.* Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 180. P. 253-275.
- Bralower T.J., Premoli Silva I., Malone M.J. et al.* *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports*. 2002. V. 198. http://www-odp.tamu.edu/publications/198_IR/198ir.htm
- Brumsack H.-J.* Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41) // *Chemical Geology*. 1980. V. 31. P. 1-25.
- Brumsack H.-J.* The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 232. P. 344-361.
- Coccioni R., Galeotti S.* The mid-Cenomanian Event: prelude to OAE 2 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 190. P. 427-440.
- Coccioni R., Luciani V., Marsili A.* Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleoecological and paleoceanographic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 235. P. 66-92.
- Davies T.A., Luyendyk B.P., Rodolfo K.S. et al.* Site 258 / *Initial Reports of the DSDP*. V. 26. Washington, 1974. P. 359-415.
- Dean W.E., Claypool G.E., Thiede J.* Origin of organic-carbon-rich mid-Cretaceous limestones, Mid-Pacific Mountains and Southern Hess Rise / Thiede J., Vallier T.L., Adelseck Ch.G. *Initial Reports of the DSDP*. V. 62. Washington, 1981. P. 877-890.
- Dumitrescu M., Brassell S.C.* Biogeochemical assessment of the sources of organic matter and paleoproductivity during the early Aptian oceanic anoxic event at Shatsky Rise, ODP Leg 198 // *Organic Geochemistry*. 2005. V. 36. P. 1002-1022.
- Dumitrescu M., Brassell S.C.* Compositional and isotopic characteristics of organic matter for the early Aptian Oceanic Anoxic Event at Shatsky Rise, ODP Leg 198 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 235. P. 168-191.
- Dumitrescu M., Brassell S.C., Schouten S. et al.* Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian // *Geology*. 2006. V. 34. № 10. P. 833-836.
- Erba E., Bartolini A., Larson R.L.* Valanginian Weissert oceanic anoxic event // *Geology*. 2004. V. 32. № 2. P. 149-152.
- Erba E., Bottini C.* The response of Cretaceous calcareous nannoplankton to pCO₂ and ocean acidification // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009. V. 73. № 13S. P. A334.
- Erba E., Tremolada F.* Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: Phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO₂, and anoxia // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA 1008.
- Erbacher J., Friedrich O., Wilson P.A. et al.* Stable organic carbon isotope stratigraphy across Oceanic Anoxic Event 2 of Demerara Rise, western tropical Atlantic // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2005. V. 6. № 6. Q06010.
- Erbacher J., Huber B.T., Norris R.D., Markey M.* Increased thermohaline stratification as a possible cause for an oceanic anoxic event in the Cretaceous period // *Nature*. 2001. V. 409. P. 325-327.
- Erbacher J., Thurow J.* Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolarian in the North Atlantic and western Tethys // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 30. P. 139-158.
- Fenner J.* Middle and Late Albian geography, oceanography, and climate and the setting of the Kirchrode I and II borehole sites // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. V. 174. P. 5-32.
- Ferry S., Schaaf A.* The Early Cretaceous environment at Deep Sea Drilling Project site 463 (Mid-Pacific Mountains), with reference to the Vocontian

- trough (French Subalpine ranges) / Thiede J., Vallier T.L., Adelseck Ch.G. Initial Reports of the DSDP. V. 62. Washington, 1981. P. 669-682.
- Fisher J.K., Price G.D., Hart M.B., Leng M.J. Stable isotope analysis of the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea // *Cretaceous Research*. 2005. V. 26. P. 853-863.
- Gorin G., Fiet N., Pacton M. Benthic microbial mats: a possible major component of organic matter accumulation in the Lower Aptian oceanic anoxic event // *Terra Nova*. 2008. V. 21. Iss. 1. P. 21-27.
- Hasegawa T. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V. 130. P. 251-273.
- Hasegawa T., Pratt L.M., Maeda H. et al. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO₂ // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 189. P. 97-115.
- Herrle J.O., Pross J., Friedrich O. et al. Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 190. P. 399-426.
- Holbourn A., Kuhnt W. Cenomanian-Turonian palaeoceanographic change on the Kerguelen Plateau: a comparison with Northern Hemisphere records // *Cretaceous Research*. 2002. V. 23. P. 333-349.
- Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geology*. 2002. V. 30. № 2. P. 123-126.
- Jenkyns H.C. Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolution Guyot, Mid-Pacific Mountains // *Proceedings of the ODP, Sci. Res.* 1995. V. 143. (http://www-odp.tamu.edu/publications/143_SR/143TOC.HTM)
- Jenkyns H. C. Geochemistry of oceanic anoxic events // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. № 3. Q03004, doi:10.1029/2009GC002788.
- Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance // *Geological Magazine*. 1994. V. 131. P. 1-34.
- Jenkyns H.C., Mutterlose J., Sliter W.V. Upper Cretaceous carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of deep-water sediments from the north-central Pacific (site 869, flank of Pikinni Wodejebato, Marshall Islands) // *Proceedings of the ODP, Scientific Results*. 1995. V. 143. (http://www-odp.tamu.edu/publications/143_SR/143TOC.HTM)
- Jenkyns H.C., Wilson P.A. Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: relics from a greenhouse Earth // *American Journal of Science*. V. 299. 1999. P. 341-392.
- Keene J.B. Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP Leg 32 / Initial Reports of the DSDP. V.32. Washington, 1975. P. 429-507.
- Kerr A.C. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary? // *J. Geol. Soc. (Lond.)*. 1998. V. 155. P. 619-626.
- Kuroda J., Ogawa N.O., Tanimizu M. et al. Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 256. P. 211-223.
- Kuypers M.M.M., Blokker P., Erbacher J. et al. Massive expansion of marine Archaea during a Mid-Cretaceous oceanic anoxic event // *Science*. 2001. V. 293. P. 92-94.
- Larson R.L., Erba E. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian – Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses // *Paleoceanography*. 1999. V. 14. P. 663-78.
- Larson R.L., Moberly R., Bukry D. et al. Site 305, 306, 310 / Initial Reports of the DSDP. V.32. Washington, 1975. P. 75-158, 159-191, 233-294.
- Larson R.L., Schlanger S.O. Geological evolution of the Nauru basin, and regional implications / Larson R.L., Schlanger S.O., Boyce R.E. et al. Initial Reports of the DSDP. Washington, 1981. V. 61. P. 841-862.
- Leckie R.M., Bralower T.J., Cashman R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous // *Paleoceanography*. 2002. V. 17. № 3. P. 1041.
- Marsaglia K.M. Sedimentology, petrology, and volcanology of the lower Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a), Shatsky Rise, north-central Pacific Ocean. / Bralower T.J., Premoli Silva I., Malone M.J. et al. Proceedings of the ODP, Initial reports. 2002. V. 198 (http://www-odp.tamu.edu/publications/198_IR/198ir.htm).
- Méhay S., Keller Ch.E., Bernasconi S.M. et al. A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis // *Geology*. 2009. V. 37. P. 819-822.
- Menegatti A.P., Weissert H., Brown R.S. et al. High-resolution d¹³C stratigraphy through the early Aptian «Livello Selli» of the Alpine Tethys // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. № 5. P. 530-545.
- Mitchell R.N., Bice D.M., Montanari A. et al. Oceanic

- anoxic cycles? Orbital prelude to the Bonarelli Level (OAE 2) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 267. P. 1-16.
- Ohkouchi N., Kashiyama Y., Kuroda J. et al.* The importance of diazotrophic cyanobacteria as primary producers during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 // *Biogeosciences*. 2006. № 3. P. 467-478.
- Oosting A.M., Leereveld H., Dickens G.R. et al.* Correlation of Barremian-Aptian (mid-Cretaceous) dinoflagellate cyst assemblages between the Tethyan and Austral realms // *Cretaceous Research*. 2006. V. 27 P. 792-813.
- Orth Ch.J., Attrep Jr.M., Quintana L.R. et al.* Elemental abundance anomalies in the late Cenomanian extinction interval: a search for the source(s) // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 117. P. 189-204.
- Parrish J.T., Curtis R.L.* Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1982. V. 40. P. 31-66.
- Pratt L.M., King J.D.* Variable marine productivity and high eolian input recorded by rhythmic black shales in mid-Cretaceous pelagic deposits from Central Italy // *Paleoceanography*. 1986. V. 1. № 4. P. 507-522.
- Price G.D.* New constraints upon isotope variation during the early Cretaceous (Barremian–Cenomanian) from the Pacific Ocean // *Geol. Mag.* 2003. V. 140. № 5. P. 513-522.
- Price G.D., Hart M.B.* Isotopic evidence for Early to mid-Cretaceous ocean temperature variability // *Marine Micropaleontology*. 2002. V. 46. P. 45-58.
- Price G.D., Sellwood B.W., Corfield R.M. et al.* Isotopic evidence for palaeotemperatures and depth stratification of Middle Cretaceous planktonic foraminifera from the Pacific Ocean // *Geol. Mag.* 1998. V. 135 № 2. P. 183-191.
- Rau G.H., Arthur M.A., Dean W.E.* $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ variations in Cretaceous Atlantic sedimentary sequences: implication for past changes in marine nitrogen biogeochemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. № 82. P. 269-279.
- Rey O., Simo (Toni) J.A., Lorente M.A.* A record of long- and short-term environmental and climatic change during OAE3: La Luna Formation, Late Cretaceous (Santonian-early Campanian), Venezuela // *Sedimentary Geology*. 2004. V. 170. P. 85-105.
- Roth P.H.* Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the Central Pacific: implications for paleoceanography // Thiede J., Vallier T.L., Adelseck Ch.G. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, 1981. P. 471-489.
- Roth P.H.* Ocean circulation and calcareous nannoplankton evolution during the Jurassic and Cretaceous // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 74. P. 111-126.
- 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.
- Sager W.W., Winterer E.L., Firth J.V. et al.* Site 866, 869 // *Proceedings of the ODP, Initial Reports*. 1993. V. 143. P. 181-271, 297-374.
- Schlanger S.O., Jackson E.D., Boyce R.E. et al.* Site 317 // *Initial Reports of the DSDP*. V. 33. Washington, 1976. P. 161-300.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences // *Geologie en Mijnbouw*. 1976. V. 55. P. 179-184.
- Scopelliti G., Bellanca A., Coccioni R. 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 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 208. P. 293-317.
- Simoneit B.R.T.* Biomarker geochemistry of black shales from Cretaceous oceans – an overview // *Marine Geology*. 1986. V. 70. P. 9-41.
- Sinninghe Damsté J.S., Mueller A., von Bentum E. et al.* Oceanic anoxia, organic carbon burial and climate change during OAE-2 // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. № 13S. P. A1230.
- 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.
- Sliter W.V.* Cretaceous planktic foraminiferal biostratigraphy of the Calera Limestone, northern California, USA // *J. Foraminiferal Res.* 1999. V. 29. P. 318-339.
- 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 ocean anoxic event 2 // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA3005.
- Takashima R., Kawabe F., Nishi H. et al.* Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin // *Cretaceous Research*. 2004. V. 25. P. 365-390.
- Takashima R., Nishi H., Yamanaka T. et al.* High-resolution terrestrial carbon isotope and planktic foraminiferal records of the Upper Cenomanian to the Lower Campanian in the Northwest Pacific // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 289. P. 570-582.
- Tejada M.L.G., Suzuki K., Kuroda J. et al.* Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event // *Geology*. 2009. V. 37. P. 855-858.

- Thiede J., Vallier T.L., Adelseck C.G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, 1981. P. 33-326.
- 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. of the Geological Society*. 2004. V. 161. P. 711-719.
- 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 // *Chemical Geology*. 2006. V. 234 P. 321-339.
- Turgeon S., Creaser R.A.* Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode // *Nature*. 2008. V. 454. P. 323-326.
- Turgeon S.C., Hetzel A., Tiraboschi D. et al.* Contrasting osmium isotopes and Zn/Al ratios as magmatism proxies in Cenomanian-Turonian sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009. V. 73. № 13S. P. A1354.
- Watkins D.K.* Nannoplankton productivity fluctuations and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn limestone (Upper Cretaceous) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 74. P. 75-86.
- Westermann S., Föllmi K.B., Adatte T. et al.* The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 290. Is. 1-2. P. 118-131.
- Wilson P.A., Jenkyns H.C., Elderfield H., Larson R.L.* The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous Pacific guyots // *Nature*. 1998. V. 392. P. 889-894.
- Wilson P.A., Norris R.D.* Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period // *Nature*. 2001. V. 412. P. 425-429.
- Winterer E.L., Ewing J.I., Douglas R.G. et al.* Site 167, 171 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. V. 17. Washington, 1971. P. 145-234, 283-334.

CRETACEOUS OCEANIC ANOXIC EVENTS: A REVIEW OF MODERN CONCEPTIONS

O.L. Savelyeva

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky;
savelyeva@kscnet.ru*

The article presents a review of modern conceptions of the Cretaceous oceanic anoxic events and considers possible reasons of their origin, relation to isotope excursions, and significance for stratigraphy. Special attention is given to the Pacific region. The paper reveals the evidence for anoxic events in Kamchatkan Cretaceous deposits.

Keywords: Cretaceous period, oceanic anoxic events, carbonaceous sediments, biological productivity.