

УДК 551.763.3(571.514)

В. А. ЗАХАРОВ, А. Л. БЕЙЗЕЛЬ, Н. К. ЛЕБЕДЕВА,
О. В. ХОМЕНТОВСКИЙСВИДЕТЕЛЬСТВА ЭВСТАТИКИ МИРОВОГО ОКЕАНА
В ВЕРХНЕМ МЕЛУ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

В разрезе верхнего мела Усть-Енисейской впадины установлены следы эвстатик Мирового океана на границе сеномана — турона (аналог аноксидного события ОАЕ — 2), в середине турона (регрессивная фаза), в кровле турона (трансгрессивная фаза), в сантоне (трансгрессивная и регрессивная фазы), в кампане (трансгрессивная фаза) и (?) маастрихте (регрессивная фаза).

Анализ динамики формирования разреза с привлечением глобальной циклостратиграфической шкалы позволил выделить следующие элементарные хронозоны 3-го порядка: UZA — 2.5 (конечносеноманская — нижнетуронская); UZA — 3.1 (конечнотуронская — раннеконьякская), UZA — 3.2 (верхнеконьякская), UZA — 3.3 (сантонская). Кампан-маастрихтский интервал, представленный одним элементарным циклитом, не идентифицирован.

Следы глобальных событий представляют интерес как идеальные хроностратиграфические корреляционные уровни в осадочных толщах, а также как свидетельства явлений общепланетарного характера в истории Земли.

В связи с поисками следов глобальных событий в геологическом прошлом особого внимания заслуживают отложения, формировавшиеся на жестких и устойчивых плитах. Предполагается, что именно в стабильных условиях плит могли быть законсервированы результаты общепланетарных процессов, в особенности те из них, которые были связаны с эвстатикой Мирового океана.

Несколько уровней со следами событий планетарного распространения известны в верхнем мелу. Для их обнаружения необходим целевой анализ строения разреза, динамики развития биоты и поиск геохимических критериев. Такие работы на территории Сибири до настоящего времени не проводились, хотя в Усть-Енисейской впадине давно уже известны разрезы морского верхнего мела [12].

Верхнемеловые отложения распространены по всей территории Западной Сибири. Однако на поверхность они выходят лишь на нескольких участках по периферии Западно-Сибирской равнины.

Самые полные разрезы верхнего мела в естественных выходах, включающие все ярусы от сеномана до маастрихта, вскрываются в пределах Усть-Енисейской впадины (рис. 1). Детальный сводный разрез этого района составлен впервые на основе корреляции пяти опорных разрезов, каждый из которых представлен десятками обнажений на отдельных изолированных друг от друга участках. Описание разрезов опубликовано ранее [5, 13, 14].

Наиболее информативными и полными являются опорные разрезы по рекам Ниж. Агапа (верхний сеноман — нижний турон), Янгода (верхний турон — коньяк) и Танама (сантон — кампан — ?маастрихт). Важную связующую роль выполняют сравнительно небольшие выходы на восточном берегу Енисейского залива вблизи устья р. Чайка (основание верхнего турона) и выше пос. Воронцово у руч. Брагина (верхний коньяк).

Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов верхнего мела Усть-Енисейской впадины.



як). Методами зональной биостратиграфии все разрезы скоррелированы между собой и таким путем составлен свободный разрез верхнего мела Усть-Енисейской впадины (рис. 2).

Наблюдаемая суммарная мощность верхнего мела по естественным выходам составляет 450 м, а по скважинам — от 500 до 900 м [3]. Мы считаем, что имеющиеся перерывы в наблюдениях не оказывают существенного влияния на полностью предложенной ниже модели формирования разреза. Единственным крупным пробелом является отсутствие выходов переходных слоев между коньяком и сантоном. По буровым данным, нижний сантон составляет по мощности не менее 150 м разреза [12].

В Усть-Енисейском разрезе верхнего мела представлены все основные подразделения как общей, так и региональной стратиграфической шкалы (см. рис. 2). В интервале от верхнего сеномана до верхнего сантона выделены все подъярусы и иноцерамовые зоны. Часть последних включает космополитные зоны (*labiatus*, *lamarcki*, *cardissoides*, *patootensis*). Кампанский и ?маастрихтский ярусы, где иноцерамы отсутствуют, остаются нерасчлененными. Маастрихтский ярус в разрезе на р. Танана традиционно выделяется по находкам *Baculites anceps leopoliensis* Now* и *Tancredia americana* (Meek), а нижележащие глины, не содержащие макрофоссилий — индикаторов возраста, относятся к кампану по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными сантоном и маастрихтом [13].

Разрез верхнего мела сложен чередующимися континентальными и морскими породами с преобладанием последних. Литологически он представлен терригенными песчано-алеврито-глинистыми породами, преимущественно рыхлыми или слабо сцементированными их разностями. Известковые и фосфатные конкреции, прослойки песчаников и алевролитов составляют незначительную часть разреза. Характерная особенность преобладающих в разрезе песчано-алевритовых пород — их обогащенность силикатными железистыми минералами глауконитовой группы, что наиболее свойственно для верхнетуронских, коньякских и сантонских отложений. Особый интерес представляют пачки глин. Наибольшие прослойки и линзы глин встречаются по всему разрезу, но наиболее мощные (от 8 до 20 м) и выдержанные на площади пачки, отвечающие максимальным трансгрессиям, располагаются в основании нижнего турона, на границе турона и коньяка, в кровле верхнеконьякской зоны *russiensis* и в кампане.

Трансгрессивно-регрессивная кривая, представленная на рис. 2, построена главным образом на данных фациального анализа. Континентальные фации, кроме седиментологических признаков, устанавливаются по отсутствию остатков морской макро- и микрофауны и микрофитопланктона. Они содержат только споры и пыльцу. Лагунно-морские (или лагунно-континентальные) отложения определяются как переходные от континентальных к типично морским и занимают промежуточное положение в фациальных рядах. Они, как правило, содержат богатые комплексы морского

* Предварительные определения собранных нами из ?маастрихта фрагментов бакулитов привели А. Л. Бейзеля к выводу о невозможности отождествления их с данным видом, в связи с чем возникают сомнения о правомерности выделения маастрихтского яруса в разрезе на р. Танана.

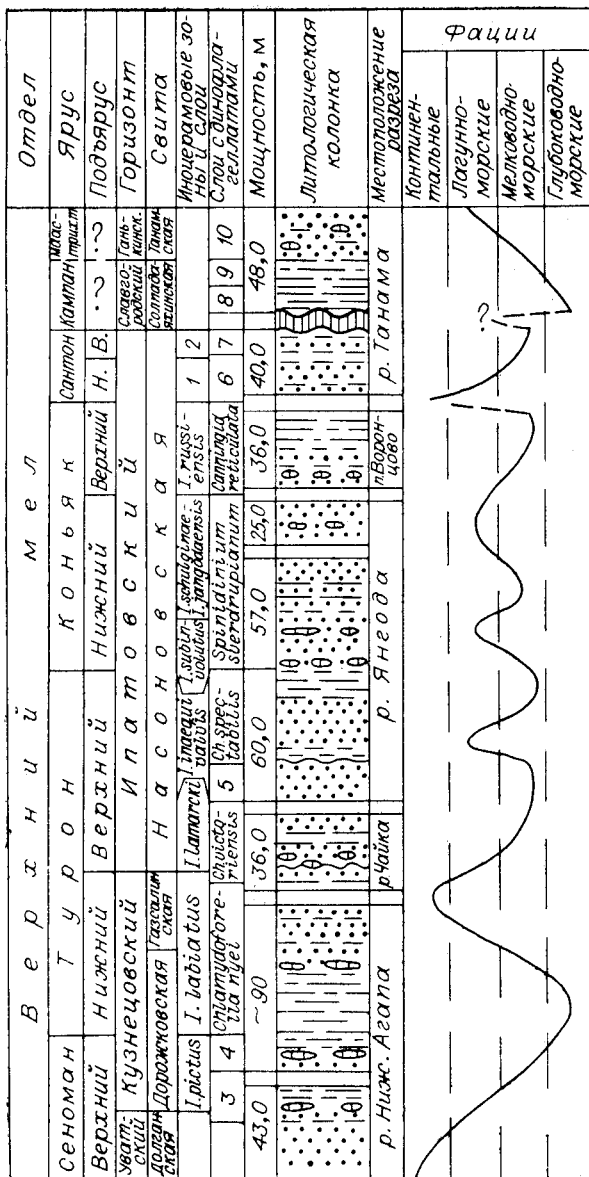


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез верхнего мела Усть-Енисейской впадины и трансгрессивно-регрессивная кривая.

- 1 — *Sphenoceras cardisoides*,
- 2 — *Sphenoceras patootensis*,
- 3 — *Geiselodinium* sp. A., 4 — *Euridinium saxoniense*, 5 — *Cyclo-nepheium vannophorum*, 6 — *Chatangiella obtusa*, 7 — *Alterbidinium daveyi*, 8 — *Isabelidinium* spp., 9 — *Chatangiella niiga*, 10 — *Operculodinium centrocarpum*, 11 — пески, 12 — алевроиты, 13 — глинистые алевроиты, 14 — глины, 15 — горизонты конкреций.

микрофитопланктона, но лишены остатков морской макрофауны. Мелководно-морские породы характеризуются существенно песчаным составом, изобилием фаунистических остатков и следов жизнедеятельности, фосфатных конкреций и другими характерными признаками. Глубоководно-морские обстановки фиксируются по глинистым пачкам пород сравнительно большой мощности, лишенным остатков бентосных групп, либо характеризующимся их таксономической бедностью — присутствием раковин одного-двух видов типично морских донных моллюсков.

В основании разреза верхнего мела залегает толща континентально-дельтовых песков долганской свиты верхнесеноманского возраста (уватский горизонт),

вскрывающаяся на р. Ниж. Агапа. В породах много углистых прослоев и древесных обломков, зерен янтаря, в которых содержатся остатки верхнесеноманских насекомых [4]. Вверх по разрезу происходит быстрый переход от континентальных отложений к типично морским, заключающим богатые комплексы беспозвоночных и динофлагеллат, сеноманский возраст которых определяется многочисленными находками *Inoceramus pictus* Sow. [5].

Трансгрессия достигает своего максимума в начале турона, о чем свидетельствует пачка черных глин мощностью около 20 м, в подошве которых происходит смена зональных видов иноцерамов. Комплексы двустворок, гастропод и динофлагеллат обновляются на границе ярусов как за счет фациальных замещений, так и отчасти инвазии новых видов. Затем происходит быстрая регрессия, следы которой фиксируются в разрезе пачкой песков и алевроитов, практически лишенных макрофосилий и охарактеризованных только динофлагеллатами.

Этот трансгрессивно-регрессивный цикл, охватывающий конечносеноманский и раннетуронский этапы, соответствует кузнецовской транс-

грессии в Западной Сибири. Динамика и хронология этой трансгрессии весьма важны для понимания объема и строения кузнецовского горизонта — основного маркера в разрезе верхнего мела Западной Сибири и важнейшего реперного уровня для корреляции с сопредельными регионами.

По нашему мнению, на всей территории Западной Сибири, включая Усть-Енисейскую впадину, развивалась единая морская трансгрессия. Она началась в позднем сеномане на севере и достигла максимума в начале раннего турона, покрыв все пространство Западно-Сибирской плиты, т. е. расстояние свыше 2000 км с севера на юг. За счет неровностей рельефа базальные отложения верхнего сеномана имеют линзовидное залегание и пестрый литологический состав.

Накопление черных глин и битуминозных сланцев кузнецовского горизонта соответствует глобальному бескислородному событию OAE-2. Одновременно произошла смена космополитных видов иноцерамов — *ric-tus* на *labiatus*. Предполагается, что именно космополитные виды иноцерамов прежде всего были подвержены влиянию аноксии [15]. Таким образом, прослеживается причинная связь между максимальной трансгрессией, развитием аноксидных обстановок и сменой космополитных видов иноцерамов. Сочетание этих событий позволяет считать границу сеномана и турона одним из самых надежных изохронных стратиграфических реперов в глобальном масштабе.

В единицах глобальной циклостратиграфической шкалы (*sequence chronostratigraphy*) конечносеноманский — нижнетуронский интервал полностью соответствует циклу 3-го порядка (*sequence chronozone*) UZA — 2.5 [17].

В середине турона отмечается глубокая регрессивная фаза, следы которой прослеживаются практически по всей периферии Западно-Сибирского бассейна и за его пределами [1, 7, 10]. В северо-восточной части ей соответствует песчаная толща кузнецовского горизонта, известная под названием «газсалинская пачка»*. Она перекрыта верхнетуронскими глинами и наряду с сеноманскими песками уватского горизонта является коллектором газовых месторождений уренгойской группы. В результате газсалинской регрессии море, по всей вероятности, полностью покинуло пределы Усть-Енисейской впадины, и здесь существовали проградирующие континентальные фации.

Начало новой позднетуронской (ипатовской) трансгрессии фиксируется в разрезе на р. Чайка, в центральной части впадины. Здесь наблюдается постепенный переход от континентальных пород к морским, заключающим богатейший комплекс иноцерамов верхнего турона (зона *Inoceramus lamarki*). Прибрежно-морские осадки верхнего турона на р. Чайка отличаются от верхнесеноманских по литологическим признакам (изобилие аутигенного глауконита, наличие крупномерного галечникового материала и т. д.), а также по составу моллюсков — верхнетуронский комплекс в целом гораздо беднее, но иноцерамовая ассоциация разнообразнее.

Продолжение ипатовской трансгрессии наблюдается в разрезе на р. Янгода (см. рис. 2). Максимум трансгрессии фиксируется на границе турона и коньяка, а в середине коньяка уже отмечается новая регрессивная фаза. Турон-коньякский цикл выражен не столь четко, как сеноман-туронский. Уровень моря испытывал колебания меньшей амплитуды, о чем свидетельствует чередование песчаных и глинистых пачек. В опорном разрезе на р. Янгода выявлено несколько (до 7—8) базальных «фосфоритовых горизонтов», для которых свойственны грубозернистые пески, поверхности размывов, интенсивно зеленый цвет как следствие обогащения глауконитом, большое количество фосфоритовых конкреций, а также изобилие фоссилий и следов жизнедеятельности. Эти горизонты характе-

* По нашему мнению, ее следует выделить в ранге свиты.

ризуются признаками усиления «мористости» осадков и замедления темпов осадконакопления.

В кровле тулона внутри пачки темно-серых алевроитовых глин мощностью около 7 м содержатся многочисленные стяжения сульфидов и отсутствуют макрофоссилии. В средней ее части имеется прослой черной плотной алевроитовой глины без минеральных включений. На этом уровне происходит скачкообразное обновление и обогащение палинокомплексов. Прослой представляет собой конденсированный горизонт, отвечающий пику трансгрессии.

Если следовать событийной шкале, то этому пику соответствует нижняя граница коньяка, стало быть она не совпадает с границей биостратонов в разрезе на р. Янгода: нижняя граница коньяцкого яруса установлена нами 8 м выше уровня максимальной трансгрессии по подошве пласта песчаника, в котором были найдены коньяцкие иноцерамы. Этот пласт формировался в середине регрессивной фазы (см. рис. 2).

В середине коньяка произошло дальнейшее сокращение площади морского Усть-Енисейского бассейна. Регрессивные фации средней части коньяка вскрываются на р. Янгода, но они повсеместно перекрыты здесь надвиговыми покровами [2].

Конечнотуронский и раннеконьяцкий трансгрессивно-регрессивный этапы, по-видимому, соответствуют большей части элементарного хроноцикла третьего порядка UZA — 3.1 [17], хотя в отсутствие зональных шкал по микрофоссилиям трудно судить о степени соответствия обеих границ.

Позднеконьяцкая трансгрессия нашла отчетливое отражение в разрезе у пос. Воронцово [6]. Этот разрез по иноцерамам и диноцистам сопоставляется с верхним коньяком в самом северном обнажении на р. Янгода. Распространение верхнего коньяка ограничено, по-видимому, центральной частью Усть-Енисейского бассейна.

Из-за отсутствия в естественных выходах нижней и верхней границ верхнего коньяка трудно судить о полном соответствии этого стратиграфического интервала элементарному хроноциклу UZA — 3.2 [17], хотя такое предположение не противоречит трансгрессивно-регрессивной тенденции развития рассматриваемого интервала разреза в Усть-Енисейской впадине (см. рис. 2).

Разрез сантона на р. Танама начинается с регрессивных полуконтинентальных фаций — толщи монотонных сизых алевроитов, лишенных не только макро- и микрофауны, но и диноцист. Выше залегает трансгрессивная песчано-алевритовая морская толща, отвечающая верхам зоны *I. cardisoides* и зоне *I. patootensis*. Сантон характеризуется изобилием разнообразной фауны, свидетельствующей о нормально-морском режиме бассейна.

При отсутствии в естественных выходах нижней границы сантона и размыве его верхней границы оставшаяся часть разреза вполне может соответствовать элементарному хроноциклу UZA — 3.3 [17].

На сантонских отложениях с глубоким размывом залегают кампанские опоквидные глины. Этот рубеж очень контрастен не только по литологическим, но и по всем палеонтологическим признакам. В донных сообществах полностью исчезают иноцерамы, резко обновляется состав микрофитопланктона. По аналогии с сопредельными территориями можно предположить, что на рубеже сантона и кампана или в раннем кампане Усть-Енисейская впадина прошла сравнительно кратковременную регрессивную фазу своего развития. В районе р. Танама регрессия привела к подводному размыву осадков верхнего сантона и части нижнего кампана, хотя раннекампанский *Vaculites obtusus* Meek известен на севере Сибири [11]. Выпадение из разрезов севера Западной Сибири части кампана ранее отмечалось по фораминиферам [9].

Кампан-маастрихтский разрез на р. Танама представляет собой ярко выраженную единую регрессивную толщу. Однако такая регрессия не коррелируется с глобальной кривой, на которой в кампане и маастрихте

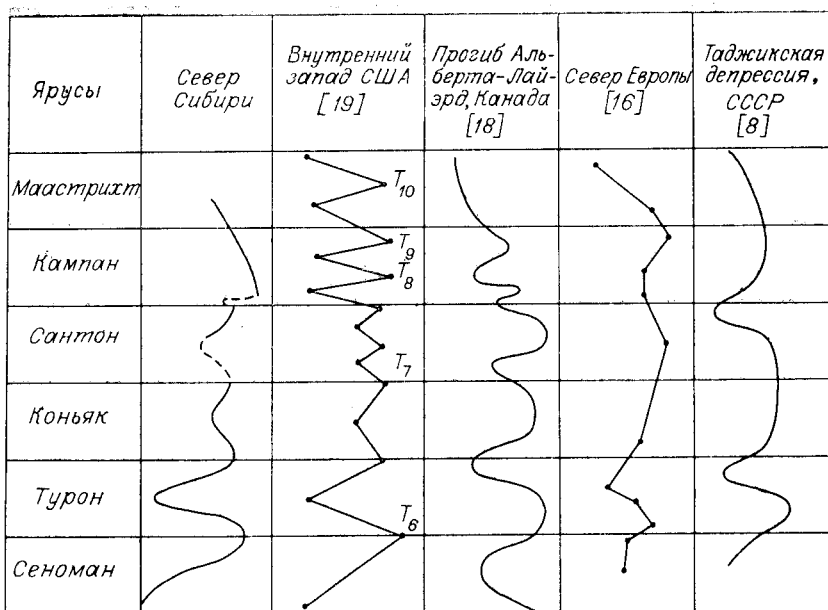


Рис. 3. Сравнительные графики колебания уровня моря в позднем мелу для некоторых регионов северного полушария Земли.

выделяется 7 полных эвстатических циклов [17]. Отсутствие следов многих эвстатических событий свидетельствует, по всей вероятности, о том, что время формирования данного разреза охватывает сравнительно небольшой интервал, отвечающий, возможно, части кампана. Для окончательного решения этого вопроса необходимо дополнительное исследование с привлечением параллельных зональных шкал (по диноцистам, фораминиферам, радиоляриям).

Анализ трансгрессивно-регрессивной кривой, построенной для разреза верхнего мела Усть-Енисейской впадины — структуры, расположенной на окраине жесткого Сибирского кратона, чрезвычайно важен для суждения об эвстатической природе отдельных ее пиков.

На рис. 3 показаны графики колебания уровня моря на севере Сибири и некоторых других удаленных регионов северного полушария. Наибольшее сходство имеют кривые по внутренним районам запада США и северо-запада Европы [16]. Менее четкая корреляция наблюдается по Канадским бассейнам, хотя и здесь в передовом прогибе Альберта-Лайэрд кривая уровня моря, по крайней мере в нижней и верхней их частях, довольно сходна с северосибирской [18]. Это сходство можно было бы объяснить тем, что именно по этому прогибу Арктический бассейн соединялся проливом с североамериканскими морями внутреннего запада. Однако подобное объяснение не всегда приемлемо. Так, общий контур трансгрессивно-регрессивной кривой по одному из тетических позднемеловых бассейнов (Таджикская депрессия) также сходен с одновозрастной северосибирской [8], хотя прямой связи между этими бассейнами не существовало.

На графиках, построенных для разных районов довольно обширной территории земного шара, четко просматривается хорошая корреляция трансгрессий и регрессий для сеноман-туронского и кампан-маастрихтского временных интервалов. Особого внимания заслуживает трансгрессия в раннем туроне с последующей очень быстрой регрессией в середине турона. Этот цикл отмечается для очень многих регионов земного шара [7]. Почти глобальное распространение имеет и конечномаастрихтская регрессия. В средней части верхнего мела наблюдаются наибольшие расхождения в характере анализируемых событий.

Совпадение по времени ряда поздне меловых трансгрессивно-регрессивных событий в значительно удаленных друг от друга районах, находящихся в разных геисторических ситуациях, должно быть следствием общих причин. Среди них чаще всего указываются причины эвстатической природы, имеющие глобальный характер, например, вследствие спединга дна Атлантического океана. Однако природа колебаний остро дискутируется из-за наблюдающегося в ряде разрезов временного расхождения трансгрессивно-регрессивных пиков, на которые скорее всего влияют местные тектонические движения. Другой причиной может быть несовершенство корреляции между разрезами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амон Э. О., Папулов Г. Н. К биостратиграфии морских верхнемеловых отложений Среднего и Южного Зауралья по фораминиферам и радиоляриям // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР.— М.: Наука, 1989.— С. 184—192.
2. Бейзель А. Л. Гляциодислокации в верхнемеловых отложениях бассейна р. Пясины // Геология и геофизика.— 1990.— № 4.— С. 73—78.
3. Галеркина С. Г., Алексеевич-Мицкевич Л. С., Козлова Г. Э., Стрельникова Н. И. Стратиграфия верхнемеловых отложений севера Западной Сибири // Сов. геология.— 1982.— № 12.— С. 77—95.
4. Жерихин В. В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов.— М.: Наука, 1978.— 198 с.
5. Захаров В. А., Бейзель А. Л., Похилайнен В. П. Открытие морского сеномана на севере Сибири // Геология и геофизика.— 1989.— № 6.— С. 10—13.
6. Захаров В. А., Хоментовский О. В. Новые данные по стратиграфии морского верхнего мела Усть-Енисейской впадины // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР.— М.: Наука, 1989.— С. 176—184.
7. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы.— М.: Наука, 1985.— 240 с.
8. Найдин Д. П., Сазонова И. Г., Пояркова З. Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюл. МОИП.— 1980.— Т. 55, № 5.— С. 27—42.
9. Подобина В. М. Сравнительная характеристика комплексов фораминифер и корреляция верхнемеловых отложений Западной Сибири и других регионов // Материалы к стратиграфии Западно-Сибирской равнины.— Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978.— С. 89—108.
10. Подобина В. М. Новые данные по зональной стратиграфии верхнего мела Западной Сибири // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР.— М.: Наука, 1989.— С. 192—199.
11. Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981.
12. Саке В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины.— М.: Гостеолтехиздат, 1957.— 229 с.
13. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (Усть-Енисейская впадина)/Захаров В. А., Занин Ю. Н., Зверев К. В. и др.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986.— 82 с.
14. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р. Янгода)/Захаров В. А., Бейзель А. Л., Зверев К. В. и др.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989.— 70 с.
15. Elder W. P. Molluscan extinction patterns across the Cenomanian — Turonian Stage boundary in the western interior of the United States // Paleobiology.— 1989.— V. 15, N 3.— P. 299—320.
16. Hancock J. M. The sequence of facies in the Upper Cretaceous of Northern Europe compared with that of the Western Interior // Geol. Assoc. Canada Spac. Paper.— 1975.— N 13.— P. 83—118.
17. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles // Sea-level changes: an integrated approach // Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication.— 1988.— N 42.— P. 71—108.
18. Jeletzky J. A. Causes of Cretaceous oscillations of sea level in Western and Arctic Canada and some general geotectonic implications // Geol. Surv. Canada Pap.— 1978.— N 77—18.— 44 p.
19. Kauffman E. G. Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior seaway of North America // Geol. Assoc. Canada Spec. Paper.— 1984.— N 27.— P. 273—306.

V. A. Zakharov, A. L. Beisel, N. K. Lebedeva, O. V. Khomentovsky

**EVIDENCE OF THE WORLD OCEAN EUSTASY
IN THE UPPER CRETACEOUS IN THE NORTHERN SIBERIA**

Traces of the World ocean eustasy have been revealed in the Upper Cretaceous section of the Ust-Yeniseian trough at the Cenomanian-Turonian boundary (analog of anoxic event, OAE — 2), in the Middle Turonian (regressive stage), in the Turonian roof (transgressive stage), in the Santonian (transgressive and regressive stages), in the Campanian (transgressive stage) and in the Maastrichtian (?) (regressive stage).

Based on the analysis of the section formation dynamics using the global cyclostratigraphic scale, the following unit chronozones of the 3rd order are distinguished: UZA — 2.5 (Late Cenomanian — Lower Turonian), UZA — 3.1 (Late Turonian — Early Coniacian), UZA — 3.2 (Upper Coniacian), UZA — 3.3 (Santonian). The Campanian-Maastrichtian interval represented by one unit cyclite is not identified.