

УДК551.3.051:[550.83+550.822](268-191.2)

История седиментогенеза в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения АСЕХ (IODP-302)

А.А. Черных, А.А. Крылов

В результате проведенных исследований в котловине Амундсена (КА) было выделено шесть сейсмостратиграфических комплексов (ССК). Возраст ограничивающих их горизонтов, установлен в результате идентификации линейных магнитных аномалий. Выполнен критический анализ существующих возрастных моделей для осадков хребта Ломоносова. Выделенные ССК скоррелированы с сейсмостратиграфическими и литостратиграфическими комплексами хребта Ломоносова. На основе этого спрогнозирован литологический состав ССК в КА. Предположено, в частности, что появление ССК2 связано с диагенетическими процессами, происходящими при трансформации опала-А в опал-С/Т. Установлено, что в целом скорости осадконакопления в КА последовательно уменьшались с момента начала формирования котловины. Однако в хаттское время глобальная регрессия привела к резкому увеличению темпов седиментации. Высказано предположение, что уменьшение интенсивности аккреции океанической коры в Евразийском суббассейне, устанавливаемое по замедлению темпов раскрытия в период с ~46 по ~23 млн.л.н., могло приводить к постепенному понижению уровня Северного Ледовитого океана в условиях изолированности от Мирового океана. Этим может быть объяснено нахождение хребта Ломоносова в неритовых условиях в течение столь длительного периода времени, а в хаттское время - возможно, даже, в субэаральных. Полное открытие пролива Фрама ~17.5 млн.л.н. привело к резкому повышению уровня моря и установлению океанических условий осадконакопления в КА.

Введение

Котловина Амундсена (КА) расположена в Евразийском суббассейне (ЕСБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) между срединным океаническим хребтом Гаккеля и хребтом Ломоносова (ХЛ) (рис. 1). Она была сформирована в кайнозое в результате спрединга океанского дна. Мощность накопленных за это время осадков составляет от первых метров близ осевой зоны СОХГ до 7÷8 км в прогибе на границе континент-океан (ГКО) в северной части моря Лаптевых.

КА, впрочем как и большая часть глубоководного СЛО, является слабоизученной геолого-геофизическими методами, в

первую очередь, вследствие своей труднодоступности. Все выводы о геологическом строении и эволюции расположенных здесь структур до недавнего времени основывались на результатах редких геофизических наблюдений. В частности, очень скудны и труднодоступны сейсмометрические данные. Бесспорным прорывом в изучении СЛО в целом, стали результаты глубоководного бурения в приполюсной части ХЛ, выполненного в ходе экспедиции АСЕХ (IODP-302, Арктическая буровая экспедиция в рамках Проекта Международного Глубоководного Бурения Океана № 302) в 2004 г. Многие исследователи незамедлительно использовали новый геологический

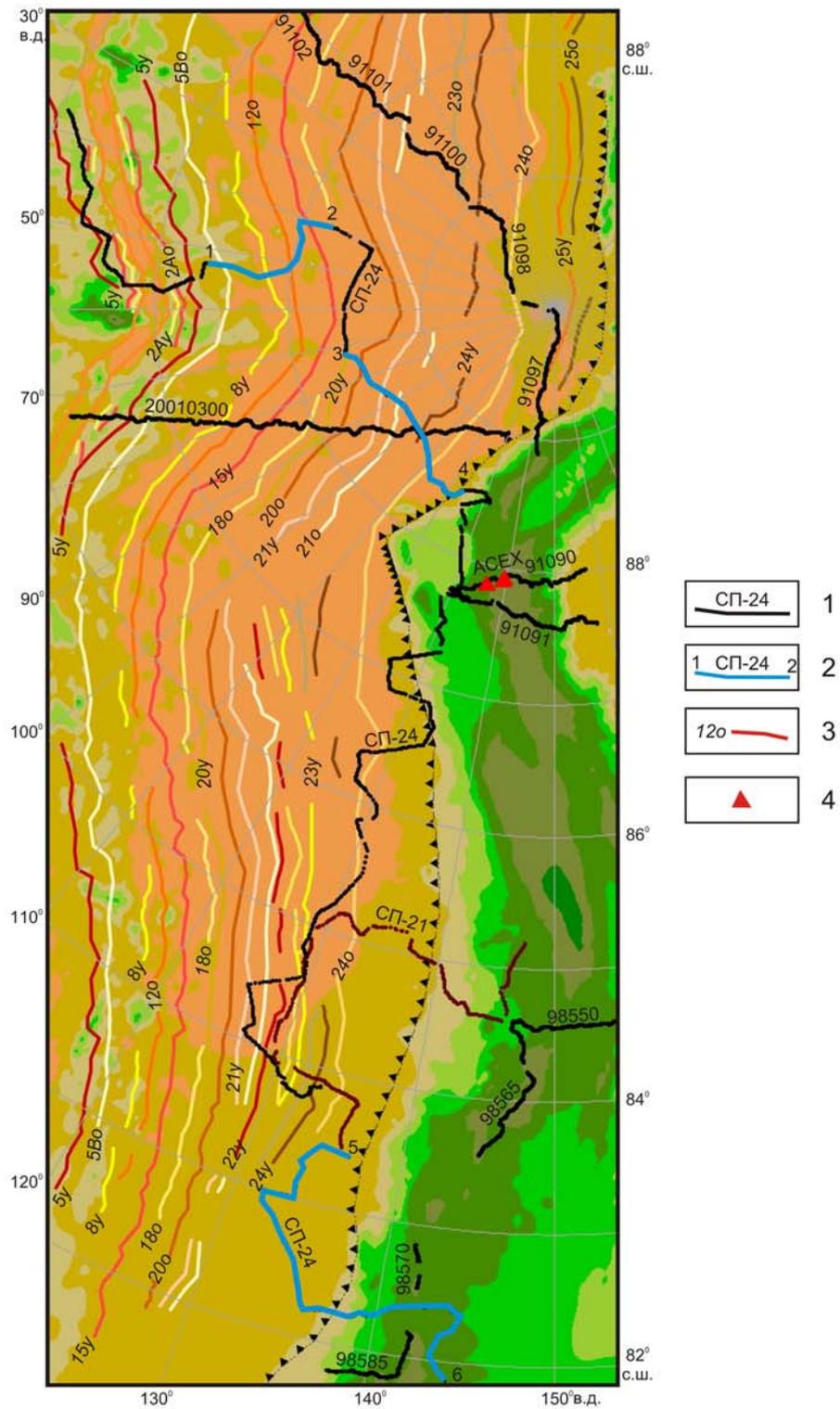


Рис.1. Обзорная схема района исследований, расположение сейсмических профилей и магнитные хроны в ЕСБ. Фоновая карта - рельеф дна СЛО, цифровая модель ИВСАО. Условные обозначения: 1 - сейсмические профили и их номера; 2 - фрагменты сейсмических профилей, представленные на рисунках в работе; 3 - хроны ЛМА; 4 - расположение точек бурения АСЕХ.

материал для уточнения существовавших прежде и разработки новых моделей геологического строения и эволюции структур СЛО [Буценко, 2008; Гусев и др., 2006; Kristoffersen et al., 2007; Moran et al., 2006; Ким и Глезер, 2007; O'Regan et al., 2008 и др.].

Целью настоящего исследования было выявление особенностей накопления кайнозойских осадков в центральной части КА, их корреляция, по возможности, с отложениями ХЛ и установление основных этапов эволюции этого региона.

Исследования по данной теме, выполненные на рубеже XX-XXI веков, основывались исключительно на единичных сейсмических профилях, пересекающих КА и ХЛ и результатах интерпретации данных потенциальных полей [например, Jokat et al., 1992; 1995; Jokat, 2005; Jokat & Micksch, 2004 и др.]. Новейшие исследования привлекали данные бурения АСЕХ [Буценко, 2008; Ким и Глезер, 2007; Langinen et al., 2009; Mann et al., 2009; O'Regan et al., 2009]. Авторы настоящей работы полностью разделяют комплексный подход к изучению вышеупомянутых структур. В итоге исследования по ряду вопросов были получены весьма схожие с другими работами результаты. Тем не менее, особенностью данной работы является анализ всей доступной сейсмической информации в регионе, детальный анализ магнитометрической информации, детальный анализ результатов бурения на ХЛ и, конечно, комплексирование всей информации с целью выработки непротиворечивой геологической модели.

Данные и методика исследований

В основу исследования был положен немногочисленный доступный сейсмический материал, состоящий, преимущественно, из данных МОВ, которые включали (рис.2):

- результаты точечных зондирований МОВ вдоль линий дрейфа наледных станций «Северный полюс» - СП-21 (1973 г.), СП-24 (1979-1980 г.) (материалы Ю.Г. Кисилева, фонды ВНИИО);

- профили МОВ ОГТ, полученные с борта НИС «Polarstern» в 1991 и 1998 гг. [Jokat et al., 1992; 1995; Jokat, 2005];
- профиль МОВ ОГТ 20010300, полученный с борта НИС «Polarstern» в 2001 г. [Jokat & Micksch, 2004].

Перечисленные материалы очень разнородны - они включали как временные, так и глубинные разрезы МОВ, и представлены, преимущественно опубликованными растровыми изображениями. Исключение составили материалы по линиям дрейфа СП-21 и СП-24, которые были оцифрованы во ВНИИОкеангеология на уровне сейсмических трасс [Поселов, 2002], и, поэтому, взяты авторами за основу.

Все остальные временные (во временах двойного пробега волны-TWT) сейсмические разрезы были оцифрованы (сканированием разреза) и собраны в единую базу данных для совместной интерпретации.

Вначале проводился анализ сейсмических разрезов на предмет выделения опорных сейсмических горизонтов. Далее осуществлялась попытка установления идентичных сейсмических горизонтов и сеймостратиграфических комплексов (ССК) на разрезах по разным профилям. Данная процедура не являлась тривиальной с учетом практически полного отсутствия пересечений профилей в исследуемом районе. Затем была выполнена корреляция установленных опорных горизонтов и ССК в КА с сейсмическими горизонтами и ССК на ХЛ.

Магнитометрические данные использовались для датировки сейсмических горизонтов в КА через определение возраста океанического фундамента, выполняемое в свою очередь, посредством идентификации линейных магнитных аномалий (ЛМА). Проведенный анализ опубликованных результатов идентификации ЛМА [Глебовский и др., 2006; Brozena et al., 2003; Vogt et al., 1979], выявил их некоторое различие. Для повышения точности датировок сейсмических горизонтов было решено обратиться к исходным аэромагнитометрическим материалам. Эти данные были проанализированы на уровне карт графиков и соответствующих им цифровых моделей

аномального магнитного поля. Они включали: отечественные данные, полученные Научно-Исследовательским Институтом Геологии Арктики (НИИГА-ВНИИОкеангеология) в период с 1965 по 1969 гг.; Полярной Морской Геологоразведочной Экспедицией (ПМГРЭ) в полосе геотраверса «ТА-92» в 1992 г. и наиболее современные американские цифровые данные Военно-Морской Исследовательской лаборатории (NRL), полученные в 1998-1999 гг.

Важнейшим этапом исследования стал прецизионный анализ результатов бурения ACEX [Backman et al., 2006; 2008; Moran et al., 2006]. Авторами были критически рассмотрены существующие на основе этих данных возрастные модели [Kim и Глезер, 2007; Backman et al., 2008]. Далее была выполнена корреляция ССК КА и ХЛ, с опорой на принятую возрастную модель и литологическое описание сводного разреза скважины «ACEX». Сделаны выводы о возможном вещественном составе ССК КА.

Результаты новых дополнительных исследований [Mann et al., 2009; O'Regan et al., 2008; 2009 и др.] использовались для уточнения и понимания выявленных особенностей геологического строения и эволюции рассматриваемого региона, нашедших отражение в разработанной одноименной схеме.

Результаты

Идентификация ЛМА

Датировка установленных авторами сейсмических горизонтов в КА была выполнена с использованием исходной магнитометрической информации - карт графиков аномального магнитного поля.

ЛМА в западной половине ЕСБ (если смотреть со стороны моря Лаптевых) были выделены Дж. Брозеной с коллегами [Brozena et al., 2003] по материалам съемок NRL. Они установили следующие хроны: 5y, 5o, 8y, 12o, 15y, 18o, 20y, 20o, 21y, 21o, 22y, 22o, 23y, 23o, 24y, 24o, 25y, 25o (здесь, например, 24o - начало аномалии С24, от англ. old - древний, и 24y - ее конец, от англ. young - молодой).

Всесторонняя интерпретация всех имеющихся материалов по ЕСБ была выполнена В.Ю. Глебовским с соавторами [2006]. Ими были выделены и протраассированы следующие ключевые ЛМА в ЕСБ: С0, С2А, С5, С6, С13, С18, С20 и С24.

Анализ аномального магнитного поля (АМП) КА, выполненный авторами настоящей работы на основе общепринятой магнитохронологической шкалы [Candle & Kent, 1995], показал возможность выявления и идентификации промежуточных, по отношению к установленным в работе [Глебовский и др., 2006], ЛМА. Это повысило разрешенность и надежность определений возраста океанического фундамента.

Так, над большей площадью котловины были прослежены раннекайнозойские ЛМА с С20 по С24, также как это было сделано Дж. Брозеной с коллегами в западной части ЕСБ [Brozena et al., 2003]. Над южной половиной котловины, не охваченной данными NRL, использовались результаты отечественных аэромагнитных наблюдений, доступные в виде оцифрованной аномальной составляющей магнитного поля. Это позволило проследить здесь магнитные хроны С20y, 20o, 21y, 21o, 22y, 22o, 23y, 23o, 24y, 24o (рис. 1). Несмотря на то, что АМП этой части котловины можно охарактеризовать как слабоизученное - маршруты аэромагнитных съемок в глубоководной части котловины редки, аномалии на аналоговых картах графиков сильно сглажены - тем не менее, указанные магнитные хроны проявлены здесь отчетливо. Последнее наглядно демонстрируют результаты современной аэромагнитной съемки масштаба 1:500 000 в полосе геотраверса «ТА-92».

Кроме вышеперечисленных хронов, в результате идентификации ЛМА в районе исследований были также прослежены (некоторые фрагментарно) следующие хроны: 1o, 2Ay, 2Ao, 5y, 5Bo, 8y, 12o, 15y и 18o (рис.1). Представленная на рис.1 схема расположения установленных хронов позволяет более точно, по сравнению с существующими схемами, датировать участки

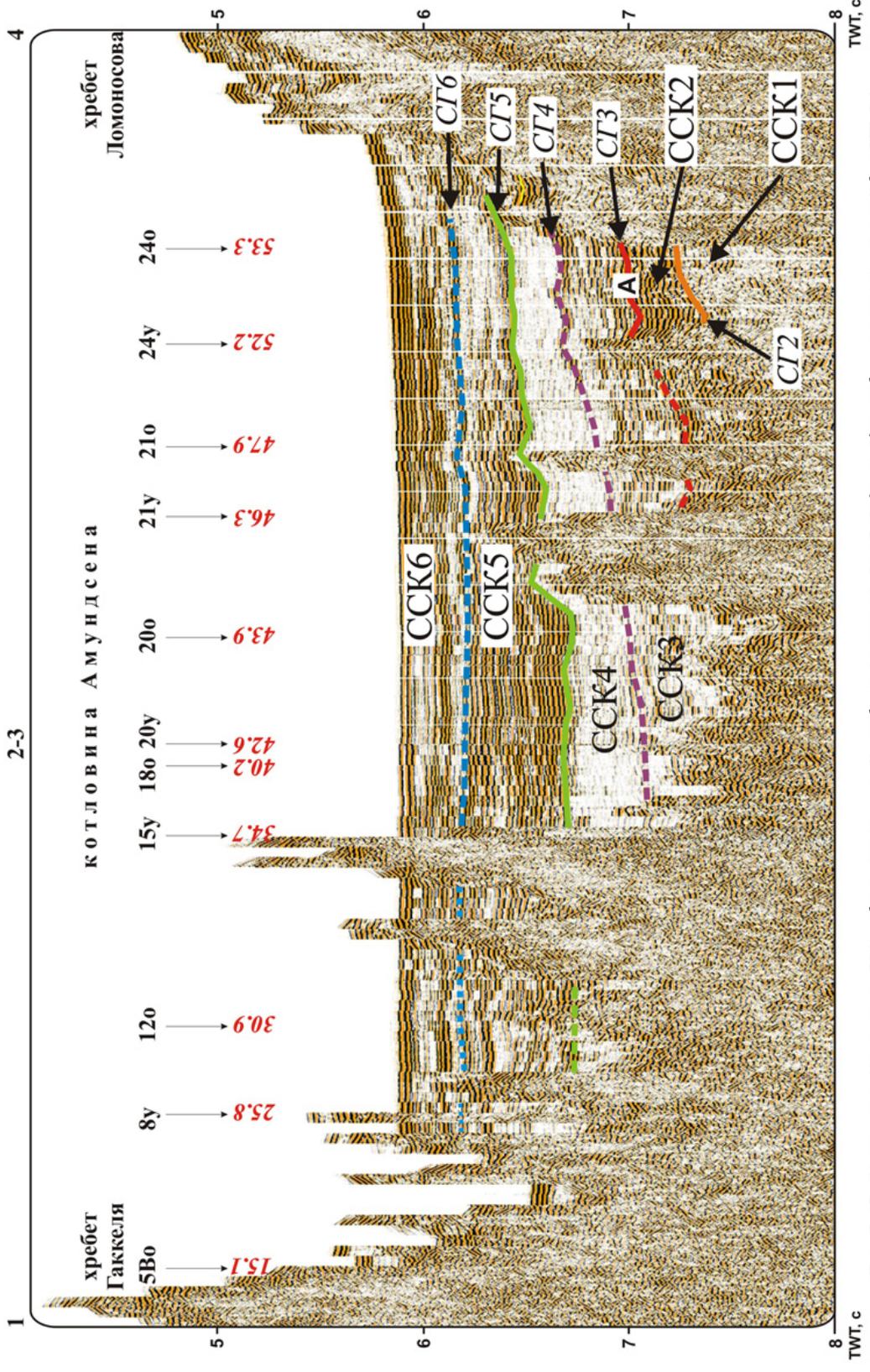


Рис.2. Сейсмический разрез в КА, сформированный из фрагментов 1-2 и 2-3 (рис. 1) профиля по линии дрейфа СП-24. Условные обозначения: СТ2-СТ6 - сейсмические горизонты, ССК1-ССК6 - сейсмостратиграфические комплексы, 8y (25.8) - магнитные хроны и их возраст в млн.л.н.

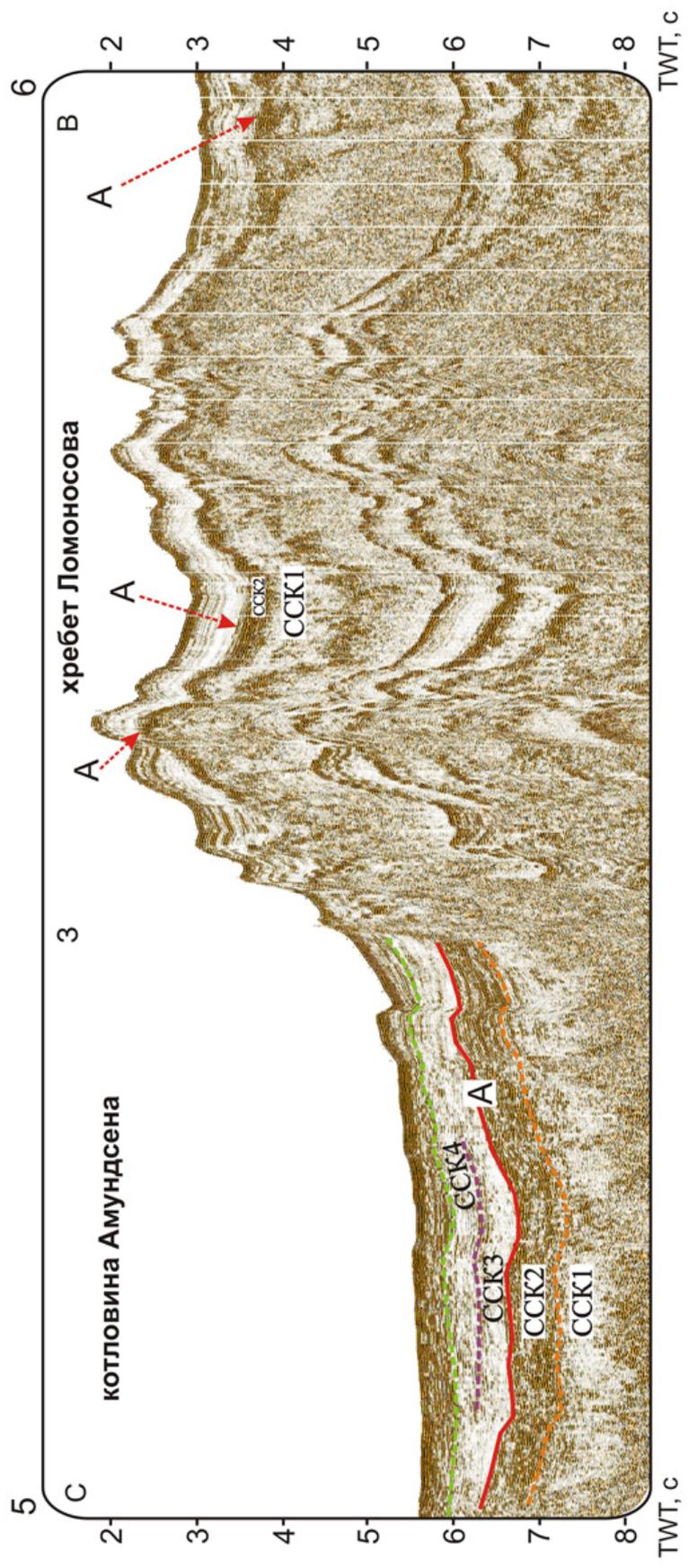


Рис.3. Сейсмический разрез, сформированный из фрагмента 5-6 (рис.1) профиля по линии дрейфа СП-24. Условные обозначения: А – сейсмический горизонт «А» по [Langinen et al., 2009]. Остальные обозначения см. рис.2

океанического фундамента исследуемой части КА.

Интерпретация сейсмических данных

С целью установления особенностей седиментогенеза исследуемой части КА были изучены разрезы по профилям, представленным на рис. 1. Большая их часть была доступна в виде рисунков временных и глубинных разрезов из вышеназванных публикаций и лишь разрезы вдоль линий дрейфа станций «Северный Полюс» были доступны в цифровом виде. Анализ этой информации привел авторов к выводу о ее недостаточности для надежного сейсмостратиграфического расчленения сейсмических разрезов на основе единого стратотипа. Попытка описать последний для КА была предпринята В. Йокатом с коллегами [*Jokat et al., 1995*] на основе разреза по профилю AWI-91098, расположенному в районе северного полюса, приблизительно в 40 км западнее от подошвы склона ХЛ (рис.1). В разрезе ими было выделено восемь сейсмокомплексов - от АВ1 до АВ8. К сожалению, в последующие годы не было получено ни одного сейсмического профиля, пересекающего или расположенного вблизи профиля AWI-91098. В связи с этим, в публикации [*Jokat & Micksch, 2004*] при описании разреза вдоль профиля AWI-20010300, отработанного в 2003 г. приблизительно в 140 км к юго-западу от первого, В. Йокат с соавтором не решился использовать собственную индексацию сейсмических горизонтов.

Попытка авторов настоящей работы применить данную индексацию для расчленения разрезов по профилям СП-24 и СП-21 (рис. 1) также не увенчалась успехом. Эти разрезы, полученные по методике точечных зондирований МОВ, обладают существенно меньшей разрешенностью сейсмической записи в сравнении с упомянутыми данными МОВ ОГТ и также не имеют точек пересечения с профилем AWI-91098.

При описании сейсмического разреза в КА по указанным выше причинам авторы были вынуждены использовать собственную индексацию ССК. Эта индексация

была разработана на основе разреза по профилю СП-24, единственному из имеющихся в распоряжении цифровых разрезов, пересекающих КА. Данная индексация использовалась исключительно для решения задач настоящего исследования. Задача разработки полноценного сейсмостратотипа для КА выходила за рамки данной работы и может быть выполнена лишь при условии наличия всех исходных имеющихся материалов в однообразном виде у одних авторов.

В результате интерпретации разреза по профилю СП-24 было выделено шесть ССК - от ССК1 до ССК6 снизу вверх (рис.2). Разделяющим их по подошве сейсмическим горизонтам (СГ) были даны одноименные индексы от СГ2 (СГ1 совпадает с кровлей океанического фундамента) до СГ6. Ниже приводится описание выделенных ССК. Для каждого из них, с учетом скоростных параметров, установленных авторами работ по СП-24 (материалы Ю.Г. Кисилева, фонды ВНИИО), делается попытка соотнесения с ССК, установленными В. Йокатом с коллегами [*Jokat et al., 1995*].

Первый сейсмокомплекс - ССК1 - встречается в самой нижней части разреза исключительно в прогибе, приуроченном к ГКО (рис.2). В пределах профиля СП-24 ССК1 характеризуется преимущественно акустически прозрачной записью и наиболее хорошо различим в южной части исследуемого района. Здесь на профилях СП-24, СП-21, он наращивает свою мощность от ~0.8 до ~1.0 с TWT. По данным ЛМА его кровля - горизонт СГ2 - датируется возрастом ~52÷53 млн.л.н.. ССК1 был соотнесен с сейсмокомплексами АВ1 ($V_p=4.5$ км/с) и АВ2 ($V_p=3.5$ км/с), установленными в работе [*Jokat et al., 1995*]. Скорость продольных волн в ССК1, по-видимому, в среднем составляет ~4.0 км/с и, таким образом, мощность комплекса в обозначенном прогибе доходит до ~2 км.

Сейсмокомплекс ССК2, расположенный выше по разрезу, является хорошо узнаваемым в районе ХЛ (рис. 2,3). Он представляет собой пакет интенсивных рефлекторов. Мощность ССК2 в котловине варьирует в пределах ~0.4÷0.6 с TWT. Возраст его кровли - горизонта СГ3 - датируется по

трем сейсмическим профилям на тех участках, где горизонт не прослеживается западнее хрона C20y и составляет $\sim 45\div 46$ млн.л.н. (рис.1). ССК2 был соотнесен авторами с ССК АВ2 [Jokat et al., 1995] с $V_p=3.5$ км/с и, таким образом, его мощность оценена равной $\sim 700\div 1000$ м.

Рассматриваемый сейсмокомплекс благодаря яркой выраженности в сейсмической записи выделялся разными авторами (например [Буценко и Поселов, 2004; Langinen et al., 2009]) как на ХЛ, так и в примыкающих к нему котловинах - Амундсена, Подводников и Макарова. Действительно, на разрезе в южной части профиля СП-24, отчетливо видно, что ССК2 уверенно прослеживается из котловины на ХЛ, где он имеет минимальную мощность на поднятиях с увеличением до ~ 0.4 с TWT в разделяющих их прогибах (рис.3). На профиле AWI-98590, расположенном в южной части ХЛ [Jokat & Micksch, 2004], кровля ССК2 - горизонт СГ3 - обнаруживается в вершинной части хребта на глубине ~ 1.5 с TWT. Стоит также отметить, что и скорость продольных волн в ССК2 на ХЛ уменьшается и составляет $V_p=2.5\div 2.8$ км/с в прогибах и до ~ 2.2 км/с на поднятиях. В южном направлении при приближении к бровке континентального шельфа на разрезе по профилю СП-24 ССК2 постепенно деградирует и, в конце концов, полностью исчезает. Кровлю данного ССК А.Е. Лангинен с коллегами обозначают как «региональный горизонт А» [Langinen et al., 2009].

Выше по разрезу наблюдается сейсмокомплекс ССК3, представляющий собой преимущественно акустически прозрачную толщу с редкими интенсивными рефлекторами, мощностью ~ 0.3 с TWT. Кровля комплекса проведена по подошве вышележащей еще более акустически прозрачной толщи - горизонту СГ4. Наиболее четко СГ4 прослеживается в КА на профиле AWI-20010300. На разрезах по профилям СП-21 и СП-24 он хорошо различим в прогибе, приуроченном к ГКО, где мощность сейсмокомплекса увеличивается до ~ 0.5 с TWT. В котловине СГ4 трассируется менее уверенно. По данным ЛМА возраст СГ4 оценивается $\sim 35\div 38$ млн.л.н. (исчезает

близ хрона C15y). С учетом $V_p=2.8$ км/с (материалы Ю.Г. Киселева, фонды ВНИИО) он может быть соотнесен с сейсмокомплексом АВ3 ($V_p=2.9$ км/с) по [Jokat et al., 1995]. Его мощность составляет от 420 до 700 м.

Сейсмокомплекс ССК4 представляет собой акустически прозрачную толщу, резко контрастирующую с вышележащим ССК5 как по характеру сейсмической записи так и скорости продольных волн (рис.2). Наиболее достоверно возраст ее кровли - горизонт СГ5 - фиксируется на разрезе по профилю AWI-20010300 и составляет $\sim 25\div 28$ млн.л.н. Мощность ССК4 варьирует в пределах $\sim 0.3\div 0.4$ с TWT, что при соотнесении его с сейсмокомплексом АВ4 ($V_p=2.2$ км/с) по [Jokat et al., 1995] и последующем пересчете составит $330\div 440$ м.

Вышележащая, в целом однообразная по характеру записи толща осадков (рис.2) была условно разделена авторами на две части. Нижняя из них - сейсмокомплекс ССК5 - не прослеживается западнее полосы океанического фундамента с возрастом $\sim 21\div 23$ млн.л.н. (рис. 1). На сейсмической записи этот сейсмокомплекс представляет собой толщу интенсивных отражений, резко контрастирующую с нижележащим ССК4. Мощность данной толщи составляет ~ 0.5 с TWT, скорость продольных волн изменяется в пределах $1.9\div 2.2$ км/с по материалам Ю. Г. Киселева (фонды ВНИИО). ССК5 включает в себя, по-видимому, сейсмокомплексы АВ5 и АВ6 по [Jokat et al., 1995]. Мощность в центральной части котловины составляет ~ 500 м.

Сейсмокомплекс ССК6 завершает сверху осадочную толщу КА. По характеру сейсмической записи он не отличим от нижележащего ССК5, но обладает пониженными значениями скоростей продольных волн, изменяющимися в пределах $1.5\div 1.9$ км/с. Особенностью ССК6 является, то, что это первый ССК, не компенсирующий полностью рельеф океанического фундамента, имеющего возраст менее $\sim 21\div 23$ млн.л.н. Мощность ССК6 в КА выдержана по разрезу и равна ~ 0.3 с TWT, что с учетом $V_p=1.85$ км/с составляет ~ 280 м. Доступный авторам

Ким, Глезер, 2007

U

Backman et al., 2008

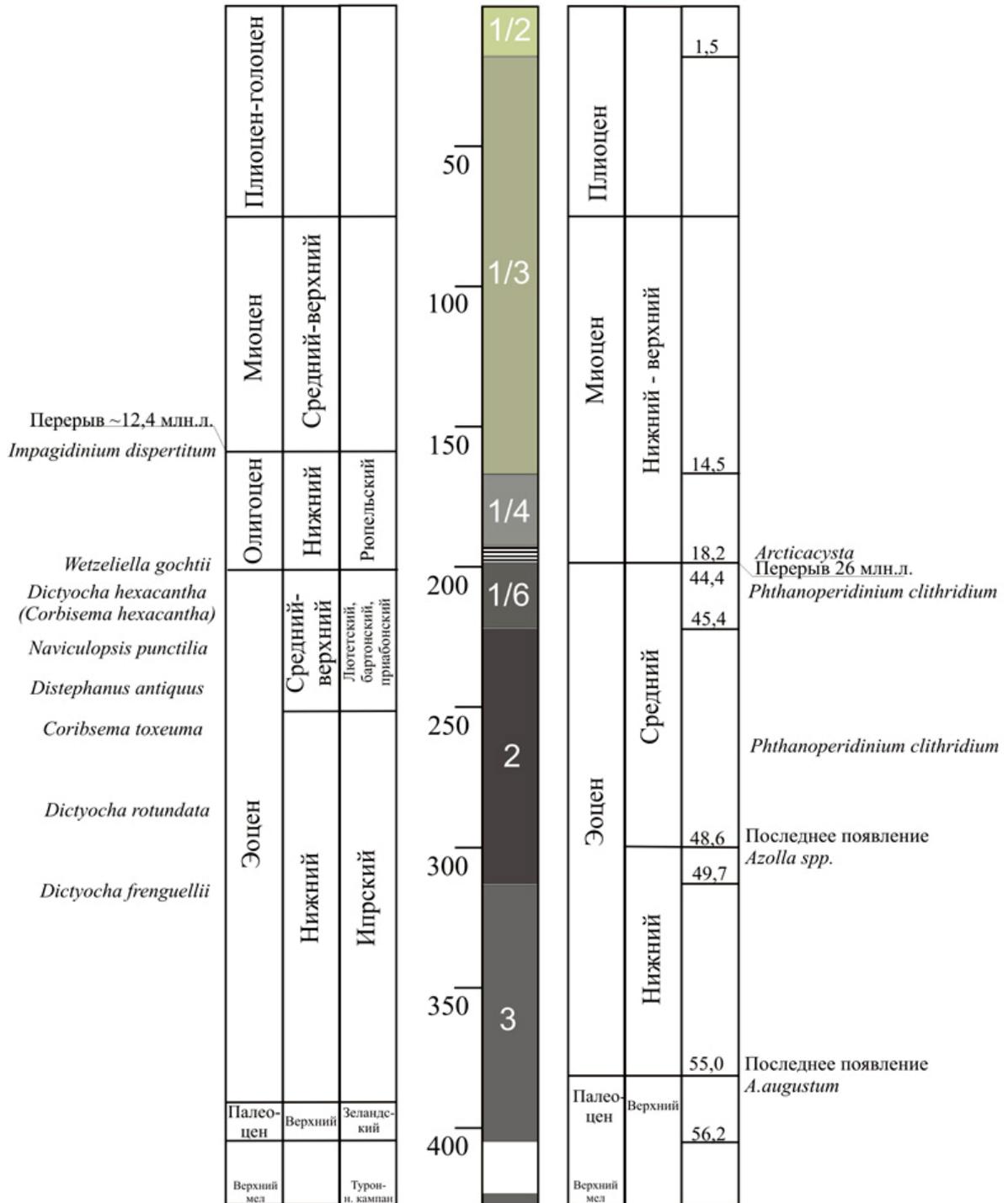


Рис. 4. Стратиграфия сводного разреза скважин М0002А и М0004А на ХЛ (слева - по [Ким и Глезер, 2007], справа - по [Backman et al., 2006; 2008]).

сейсмический материал не позволяет более детального надежного расчленения ССК6.

Бурение АСЕХ на хребте Ломоносова: литостратиграфия и возраст

Пять скважин (М0002А, М0003А, М0004А, М0004В и М0004С) были пробурены в ходе экспедиции АСЕХ в приполюсной части ХЛ [Backman et al., 2006; Moran et al., 2006]. На основании детального изучения керн из скважин М0002А и М0004А был составлен сводный разрез мощностью 428 м, в пределах которого выделены четыре литостратиграфических комплекса (ЛСК) - *U1-U4* [Backman et al., 2006]. Возрастной диапазон отобранных отложений охватывает интервал от позднего мела до голоцена.

На настоящий момент существуют две возрастных модели вскрытого разреза. Первая разработана участниками бурения [Backman et al., 2008] (назовем ее «официальной»). Вторая, опубликованная в работе [Ким и Глезер, 2007], основана на иной интерпретации первичных микропалеонтологических данных, приведенных в полевом отчете экспедиции [Backman et al., 2006] (назовем ее «альтернативной»). При этом стратиграфическое расчленение отложений в указанных моделях существенно различается, что предопределяет необходимость их подробного анализа (рис. 4).

На основании изменчивости литологического состава ЛСК *U1* подразделяется на шесть подкомплексов (*U1/1-U1/6*), и охватывает верхние ~220 м осадков. Подкомплекс *U1/1* включает 2.6 м голоценовых - позднплейстоценовых осадков, имеющих сильную цветовую полосчатость, типичную для донных отложений центральной части СЛЮ. Подкомплекс *U1/2* включает 15-18 м осадков (мощность меняется в разных скважинах), накопленных в позднем плейстоцене. Цвет варьирует от оливково-коричневого в верхней части разреза до темно-коричневого и желтовато-коричневого в основании этого подкомплекса.

Подкомплекс *U1/3* представлен алевропелитами оливковых, оливково-коричневых, оливково-серых и темно-серых цветов. Кровля и подошва подком-

плекса находятся на уровнях 21.2 и 168.5 м ниже морского дна (мнмд) соответственно. В целом, оценка возраста верхних 158 м разреза в работах Я. Бэкмана с соавторами и Б.И. Кима и З.И. Глезер близки [Ким и Глезер, 2007; Backman et al., 2008]. Например, граница между верхним миоценом и плиоценом и в том, и в другом случаях проходит на уровне ~76 мнмд. Однако в оценке возраста нижней части *U1/3* появляются первые серьезные расхождения между «официальной» и «альтернативной» моделями [Ким и Глезер, 2007; Backman et al., 2008].

Согласно данным Я. Бэкмана с соавторами, подкомплекс *U1/3* сформировался в среднем миоцене - плейстоцене [Backman et al., 2008]. В основу данной оценки положены результаты исследования изотопов ¹⁰Be. Максимальный возраст отложений, полученный указанным методом, составил 12.3 млн. л. на уровне 151.28 мнмд. В интервале 135.49-140.44 мнмд был установлен перерыв в осадконакоплении продолжительностью в 2.2 млн.л. (9.4-11.6 млн.л.н.). Эти оценки были подтверждены исследованием динофлагеллат: в интервале 154.07-159.21 мнмд первое появление *Habibacysta tectata* (14 млн.л.) и *Bitectatodinium? serratum* (11.2 млн.л.); в интервале 101.32-110.68 мнмд - первое появление *Evittosphaerula sp. 2 Manum et al., 1986* (7.1 млн.л.); в интервале 72.87-76.1 мнмд - последнее появление *B? serratum* (6.84 млн.л.); в интервале 72.87-76.1 м - последнее появление *Evittosphaerula sp. 2 Manum et al., 1986* (5.9 млн.л.) (таблица 16 в [0]). Ниже уровня 159 мнмд динофлагеллаты в подкомплексе *U1/3* отсутствуют. Интервал 158-201 мнмд, включающий нижнюю часть подкомплекса *U1/3*, подкомплексы *U1/4* (168.53-192.94 мнмд), *U1/5* (192.94-198.13 мнмд) и верхнюю часть *U1/6*, охватывает временной промежуток от позднего-среднего миоцена (*U1/3-1/5*) до лютетского яруса среднего эоцена (верхняя часть *U1/6*), включая перерыв в осадконакоплении продолжительностью 26 млн.л. (18.2-44.4 млн.л.н.), попадающий на границу между подкомплексами *U1/5* и *U1/6* на уровне 198.7 мнмд [Backman et al., 2008]. Авторы «официальной» возрастной модели при-

знают, что значительный интервал протяженностью 48 м от уровня последнего датирования ^{10}Be (151 мнмд) до основания подкомплекса *U1/5* (~199 мнмд) не содержит каких-либо надежных датировок [Backman et al., 2008]. Присутствие нижнемиоценовых осадков в основании подкомплекса *U1/5* обосновывается находкой двух новых видов динофлагеллат *Arcticacysta* (*A. backmanii* и *A. moraniae*), слагающих от 40 до 100% ассоциации [Sangiorgi et al., 2008]. Эти два вида напоминают *Batiacasphaera baculata*, и являются, вероятнее всего, показателями бурдигальского яруса (16.0-20.4 млн.л.), что позволило условно датировать основание подкомплекса *U1/5* как 18.2 млн.л.н. (середина бурдигальского времени) [Backman et al., 2008]. Таким образом, в возрастной оценке верхней границы перерыва существует неопределенность в 4.4 млн.л. Присутствие нижне-миоценовых осадков подтверждается результатами исследования агглютинирующих бентосных фораминифер в отложениях подкомплекса *U1/4* [0].

В отличие от «официальной модели», интервал 158-201 мнмд относится Б.И. Кимом и З.И. Глезер к нижнему олигоцену. Единственным аргументом в пользу установления верхней границы нижнего олигодена на уровне 158 мнмд является присутствие единичного экземпляра *Imragidinium dispertitum* на уровне 159.17 мнмд, обитавшего в среднем эоцене - верхнем олигоцене [Ким и Глезер, 2007]. На наш взгляд этих данных не достаточно. Так, авторами [Ким и Глезер, 2007] не дается объяснения того, почему указанная граница сопоставлена именно с нижним олигоценом, а, например, не с верхним. Следует отметить также, что согласно модели Б.И. Кима и З.И. Глезер, уровню 158 мнмд соответствует значительный перерыв в осадконакоплении, охватывающий временной интервал от позднего олигодена до раннего миоцена включительно, что, очевидно, составляет не менее ~12.4 млн.л. (15.97 - 28.4 млн. л.н.). Однако, при литологическом описании керна не было выявлено каких-либо отличительных особенностей, характерных для уровня 158 м, за исключением наличия поблизости ходов

Chondrites [Backman et al., 2006]. Кроме того, в районе 156.5 м отмечена отчетливая смена ассоциаций тяжелых минералов с «клинопироксеновой» на «роговообманковую», что было связано с первым появлением многолетних льдов в СЛО [Krylov et al., 2008]. Таким образом, положение в разрезе значительных по продолжительности перерывов в осадконакоплении согласно «официальной» [Backman et al., 2008] и «альтернативной» [Ким и Глезер, 2007] моделям возраста различается на ~40 м (198.7 и 158 мнмд соответственно).

В пользу присутствия отложений нижнего олигодена, по мнению Б.И. Кима и З.И. Глезер, также свидетельствует находка единичного *Phthanoperidinium amoenum* на уровне 195.87 мнмд. Нижняя граница олигодена проведена по появлению вида *Wetzeliella gochtii*, соответствующего рюпельскому ярусу, в интервале 195.73-201.2 мнмд (низ *U1/5* - верх *U1/6*).

По мнению Я. Бэкмана с соавторами, *P. amoenum* и *W. gochtii* являются переотложенными в подкомплексе *U1/5*, наряду со многими другими переотложенными динофлагеллатами в этом интервале, имеющими возраст, начиная с мелового [Backman et al., 2006].

Исходя из анализа вышеприведенных данных, авторы настоящей работы предположили, что «официальная» возрастная модель для неогеновой части разреза является более обоснованной, нежели «альтернативная».

Оценка длительности перерыва в осадконакоплении, зафиксированного на границе между подкомплексами *U1/5* и *U1/6*, не является однозначной [Backman et al., 2008]. Согласно «официальной» модели перерыв ограничен временными рамками 18.2-44.4 млн.л. и составляет 26 млн.л. Возраст нижней границы обосновывается последним появлением большого количества динофлагеллат *Phthanoperidinium clithridium* на уровне 202.95 мнмд, и последним появлением динофлагеллат *Cerodinium depressum* на уровне 209.30 мнмд в подкомплексе *U1/6*. Эти уровни датируются лютетским ярусом среднего эоцена: 44.6 и 44.9 млн.л. соответственно [Backman et al., 2006]. Динофлагеллаты присутствуют во

всем диапазоне подкомплекса *U1/6* и не содержат видов с возрастом от поздней части среднего эоцена до позднего эоцена.

С другой стороны, присутствующие в подкомплексе *U1/6* диатомеи и силикофлагеллаты указывают на более молодой возраст отложений. Так, первое появление *Coscinodiscus aff. tenerrimus* (203.12 мнмд) показывает возраст, соответствующий приабонскому ярусу позднего эоцена - 36.7 млн.л.н. [Backman et al., 2008]. Отсюда следует, что разница в оценке возраста по *C. aff. tenerrimus* и *P. clithridium* составляет 7.9 млн.л. Причины этого на сегодняшний день непонятны и требуют дополнительных исследований. Я. Бэкман с соавторами взяли за основу возрастной модели датировки по динофлагеллатам, основываясь, главным образом, на соответствии этих данных циклостратиграфическим исследованиям - калибровке с циклами Миланковича, а также на более широком распространении динофлагеллат в разрезе [Backman et al., 2008]. В работе Б.И. Кима и З.И. Глезер возраст подкомплекса *U1/6* оценен по силикофлагеллатам как средне-верхне эоценовый. Таким образом, судя по тому, что граница между подкомплексами *U1/5-1/6* соответствует смене низов приабонского яруса рюпельским, эти авторы отрицают наличие здесь значительного перерыва. В пользу отсутствия перерыва свидетельствуют недавно опубликованные результаты датирования отложений подкомплексов *U1/5* и *U1/6* изотопами Os [Poirier et al., 2009], которые, безусловно, требуют тщательной проверки. Если эти данные подтвердятся, «официальная» модель возраста будет существенно пересмотрена.

Палеогеновая часть разреза состоит из литостратиграфического подкомплекса *U1/6* (198.13-220.24 мнмд) и комплексов *U2* (220.24-313.61 мнмд) и *U3* (313.61-404.79 мнмд) [Backman et al., 2008]. Подкомплекс *U1/6* включает небольшое количество биокремнистых организмов; осадки сложены в значительной степени опалом-А. ЛСК *U2* представлен отложениями, состоящими, главным образом, из биокремнистых организмов. Приблизительно на уровне ~285 мнмд начинается трансформация опала-А в опал-С/Т [O'Regan et al., 2009]. Осадки

ЛСК *U3* представлены терригенными разностями [Backman et al., 2006], нижний уровень зоны трансформации опала-А в опал С/Т проходит в интервале ~355 мнмд [O'Regan et al., 2009].

Ранне-эоценовые датировки основаны на последнем появлении *Apectodinium augustum* (381.42 мнмд) - 55 млн.л.н. [Backman et al., 2008]. Данный вид маркирует границу между эоценом и палеоценом. Переход от нижнего к среднему эоцену проведен по последнему появлению *Azolla spp.* (299.95 мнмд) - 48.6 млн.л.н. [Backman et al., 2008]. В пользу средне-эоценового возраста отложений ЛСК *U2* свидетельствуют динофлагеллаты *P. clithridium* и *Cerodinium depressum* [Backman et al., 2006].

Б.И. Ким и З.И. Глезер, в свою очередь, расчленили эоценовые отложения по силикофлагеллатам. Границу между средним и нижним эоценом они поместили на уровне 253 мнмд по распространению слюев с видом *Corbisema toxema* в интервале 278.71 - 254.81 мнмд [Ким и Глезер, 2007]. Следует отметить, однако, что согласно данным исследования материалов скважины участниками АСЕХ, указанный вид силикофлагеллат имеет более широкое распространение в разрезе - 278.60-211.72 мнмд (таблица 28 в [Backman et al., 2006]).

Палинологические данные показывают кампанский возраст (около 80 млн.л.н.) для наиболее древних отложений, вскрытых бурением [Backman et al., 2008].

Таким образом, имеющиеся возрастные данные по биокремнистым остаткам (силикофлагеллаты и диатомеи) противоречат результатам датирования по динофлагеллатам, что во многом предопределяет расхождение в оценке возраста палеогеновой части разреза между «официальной» и «альтернативной» моделями. Причины указанной неопределенности требуют дальнейшего исследования. Тем не менее, авторами настоящего исследования было предположено, что работа [Backman et al., 2008] является более обоснованной, поскольку указанные авторы использовали в своей модели гораздо больший массив независимых данных: изотопные (для неогена), па-

леомагнитные (для палеогена), циклостратиграфические и биостратиграфические.

Эволюция котловины Амундсена

В результате интерпретации сейсмической и магнитометрической информации были выделены и датированы сейсмические горизонты в КА и описаны ССК, заключенные между ними. Данные бурения АСЕХ были использованы для геологической интерпретации результатов геофизических исследований по котловине.

Самый нижний ССК в составе осадочного чехла КА - ССК1 - накапливался в период от позднего палеоцена, ~58 млн.л.н. (начало спрединга в котловине) до нижнего эоцена (~52÷53 млн.л.н.). В КА ССК1 развит, как уже было сказано выше, в прогибе, приуроченном к ГКО. По данным сейсмических разрезов СП-24 и СП-21 ССК1 возможно развит также и в прогибах на ХЛ (рис.3). В скважине, пробуренной на ХЛ, одновозрастной ему является нижняя половина ССК LR-3 [Jokat et al., 1995], а также часть ЛСК U3 от его подошвы до уровня ~355 мнмд, представленная терригенными разностями (рис. 5). По данным АСЕХ в период накопления ССК1 в вершинной части ХЛ существовали морские мелководные условия [Moran et al., 2006]. Скорость осадконакопления ССК1 в котловине на этом этапе была максимальной и по нашим оценкам составляла ~290 м/млн.л. Столь высокие скорости объясняются, в частности, незначительной шириной ЕСБ, составлявшей на тот момент около 60-70 км. Осадки ССК1 в КА, очевидно, должны быть представлены терригенными разностями, среди которых важную роль играли гравитационные отложения, соответствующие ССК2, были накоплены в период от ~52÷53 млн.л.н. до 45÷46 млн.л.н. Характерной особенностью данного ССК является наличие интенсивных рефлекторов. Судя по возрасту верхней и нижней границ, он мо-

жет быть скоррелирован с верхней половиной ССК LR-3, что соответствует верхней части ЛСК U3 и нижней - ЛСК U2 на ХЛ (интервал ~285÷355 мнмд). Верхняя граница данного комплекса соответствует сейсмическому горизонту «А», который имеет широкое региональное распространение [Langinen et al., 2009]. Осадки, накопленные в указанный временной интервал, представлены в скважине АСЕХ биокремнистыми разностями (ЛСК U2). Отложения верхней части литокомплекса U3 не содержат фрагментов кремнистых организмов, однако, сложены в значительной степени опалом-А (также как и отложения ЛСК U2) и содержат помимо этого опал-С/Т. Таким образом, судя по данным бурения АСЕХ, ССК2 имеет прежде всего ярко выраженную диагенетическую природу: ниже уровня 285 мнмд отмечается резкое уменьшение пористости осадков, связываемое с «химическим уплотнением» при трансформации опала-А в опал С/Т [O'Regan et al., 2009]. Основание этой зоны на уровне 355 мнмд имеет возраст 52.92 млн.л.н., рассчитанный исходя из средней скорости осадконакопления 12.7 м/млн.л. между уровнями 299.95 и 381.42 мнмд, возраст которых надежно установлен по *Azolla spp.* и *Apectodinium augustum* [Backman et al., 2008]. Время формирования горизонта «А» на ХЛ определить сложнее. Взяв за основу «официальную» модель [Backman et al., 2008], его возраст можно датировать как 48 млн.л.н., что не совпадает с нашей датировкой по КА (45-46 млн.л.н.). С другой стороны, если опираться на диатомовые водоросли, в частности на *C. aff. tenerrimus*, то возраст горизонта «А» на ХЛ составит 46.76 млн.л.н. Принимая во внимание его диагенетическую природу, вполне естественно предположить, что возраст на ХЛ и в КА может не совпадать, поскольку интенсивность диагенеза во впадине может быть выше за счет более высоких литостатического давления и температуры.

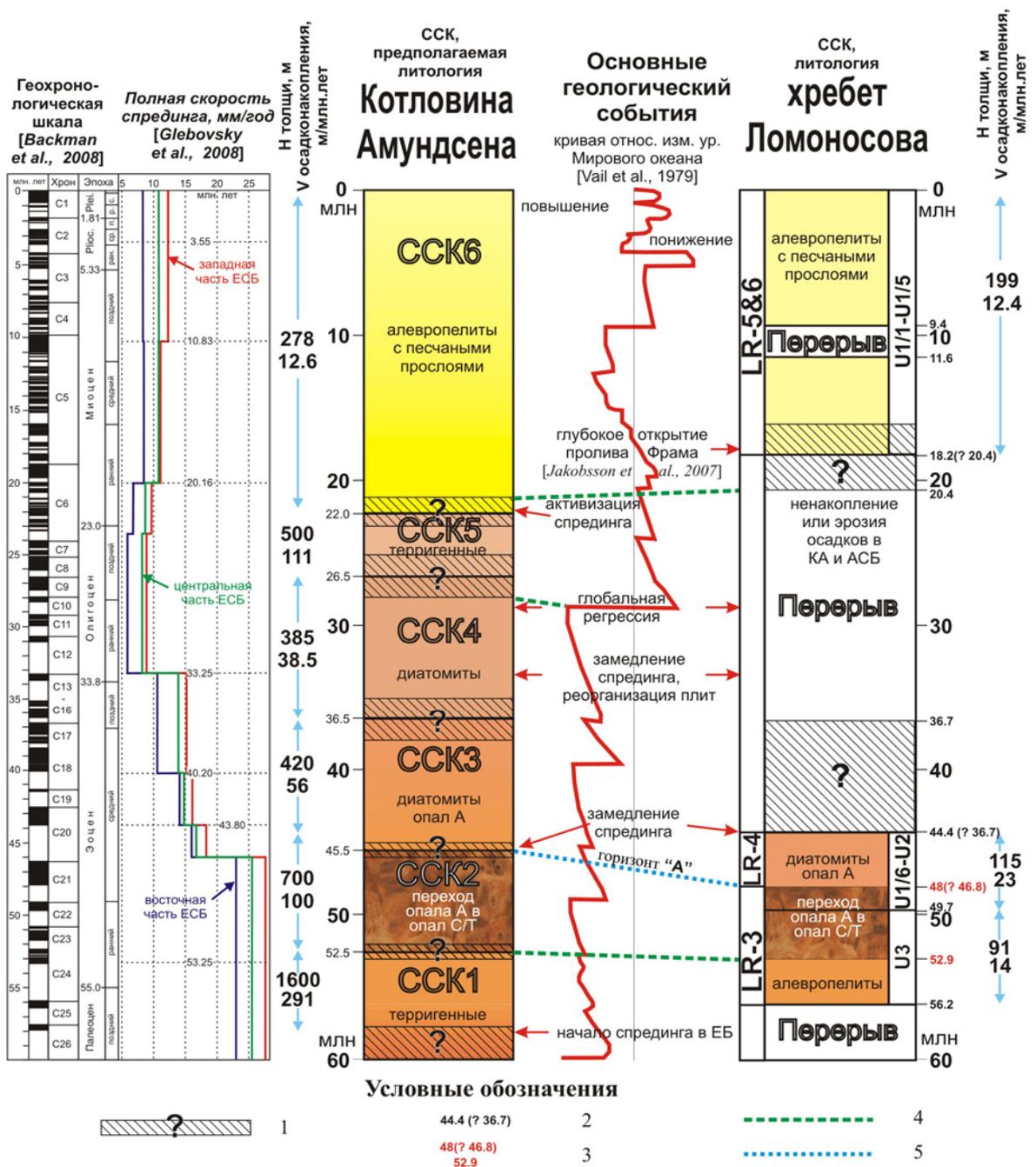


Рис. 5. Корреляция ССК КА и ХЛ, предполагаемая литология КА и основные этапы эволюции. Условные обозначения: 1 - неопределенность в датировке горизонта; 2 - возраст границ по [Backman & Moran, 2009], в скобках - возраст, предполагаемый авторами; 3 - возраст кровли и подошвы толщи, содержащей опал-С/Т [O'Regan et al., 2009] с учетом возрастов границ литокомплексов по [Backman & Moran, 2009]; в скобках - возраст кровли, предполагаемый авторами; 4 - предполагаемые авторами квазисинхронные горизонты, реперы, события; 5 - сейсмический горизонт «А», верхняя граница фронта преобразования опала-А в опал-С/Т. Сокращения расшифрованы в тексте, а также: АСБ - Амерзийский суббассейн; Н - мощность, V - скорость.

В пользу сделанного вывода о диагенетическом происхождении ССК2, может косвенно свидетельствовать вышеупомянутый факт значительных вариаций скорости продольных волн, фиксируемых ниже горизонта «А». Следует отметить, что исходя из вышесказанного, авторы пришли к выводу, аналогичному предположению А.Е. Лангинен с коллегами [Langinen et al., 2009] о том, что горизонт «А» на ХЛ прослеживается по границе между ССК LR-3 и LR-4 [Jokat et al., 1995].

Средняя скорость седиментогенеза при накоплении ССК2 оценивается равной ~100 м/млн.л. По аналогии с отложениями, вскрытыми скважиной АСЕХ, мы можем предположить, что отложения КА представлены биокремнистыми породами, в составе которых присутствует примесь терригенных частиц, доставленных с окружающей КА суши, в том числе гравитационными потоками.

ССК3 сформирован в среднем и возможно в начале позднего эоцена, что следует из временной неопределенности его верхней границы (35÷38 млн.л.н.). Одновозрастные этому ССК осадки в скважине АСЕХ с учетом возрастной модели Я. Бэкмана с коллегами [Backman et al., 2008] соответствуют верхней части ЛСК U2 и U1/6. Однако повторно отметим, что оценка по диатомеям определяет возраст кровли ЛСК U1/6 в 36.7 млн.л.н. [Backman et al., 2008] (рис.5). Скорость осадконакопления комплекса составила в среднем ~56 м/млн.л. Вполне вероятно, что в пределах КА продолжали накапливаться биокремнистые отложения, однако примесь терригенных частиц в них могла увеличиться.

Отложения ССК4 накапливались с позднего эоцена по ранний олигоцен включительно (с 35÷38 до 25÷28 млн.л.н.). Одновозрастные отложения в скважине АСЕХ отсутствуют. На сейсмической записи это однообразная акустически прозрачная толща (в этой части котловины), скорости сейсмических волн низкие ($V_p=2.2$ км/с), средняя скорость осадконакопления составляет ~38.5 м/млн.л. Вслед за [Backman & Moran, 2009] авторы полагают, что в КА

в этот период времени продолжался «био-кремнистый» седиментогенез.

ССК5 представляет собой мощную акустически контрастную толщу, отложенную в период с 25÷28 по 21÷23 млн.л.н. Проведенные авторами расчеты показали резкое увеличение интенсивности седиментогенеза в КА, достигшее приблизительно 110 м/млн.л. Это период глобальной регрессии, сильнейшей за все кайнозойское время (рис.5) [Vail et al., 1977]. На ХЛ одновозрастные отложения в скважине АСЕХ отсутствуют. По-видимому, именно в это время хребет оказался в субаэральных условиях. Эрозии подверглись также окружающие СЛЮ континентальные окраины. Центр осадконакопления сместился в океанические котловины, вызвав здесь резкое увеличение его интенсивности. В связи с этим логично предположить, что ССК5 сложен терригенным материалом, возможно, со значительной долей грубозернистых частиц.

Приблизительно ~23 млн.л.н. (хрон С6) заканчивается реорганизация движений литосферных плит северного полушария [Vogt et al., 1979] и скорости спрединга в ЕСБ несколько увеличиваются. Этот этап знаменует окончание режима регрессии и начало повышения уровня Мирового океана. Приблизительно 21÷23 млн.л.н. континентальные окраины оказываются в условиях морского осадконакопления. Скорости отложения осадков в котловинах (и в КА, в частности) резко уменьшаются.

По данным Я. Бэкмана [Backman et al., 2008] после перерыва общей продолжительностью ~26 млн.л. осадконакопление на ХЛ возобновляется с ~18.2 млн.л.н. Вслед за этим, около ~17.5 млн.л.н., произошло полное открытие пролива Фрама [Jakobsson et al., 2007]. Это привело к резкой смене режима осадконакопления с неритового на современный океанический тип; его интенсивность уменьшилась до ~12.5 м/млн.л. как на ХЛ так и в КА (рис.5). С этого времени накапливается ССК6 - плащеобразный слой неоген-четвертичных осадков.

Как видно из рис. 5, предполагаемый Я. Бэкманом продолжительный перерыв в осадконакоплении на ХЛ, удивив-

тельно четко совпадает с периодом уменьшения темпов раскрытия ЕСБ. Первое значительное падение скоростей спрединга во всем бассейне произошло ~46 млн.л.н. (хрон С21) - время близкое к прекращению седиментогенеза на ХЛ ~44.4 млн.л.н. Затем скорости вновь уменьшились приблизительно в два раза ~33.3 млн.л.н. Это общепризнанное время реорганизации движений Евразийской, Северо-Американской и Гренландской плит [Vogt et al., 1979].

Время прекращения падения скоростей спрединга в ЕСБ и начало их увеличения приходится на интервал ~20÷23 млн.л.н. (рис.5). Вслед за этим следует восстановление режима осадконакопления на ХЛ.

Совпадение указанных геологических событий является закономерным. Установленное падение темпов раскрытия ЕСБ, а также всей северной Атлантики [Глебовский и др., 2006], свидетельствует об ослаблении интенсивности аккреции (и базальтового вулканизма, в частности) в районе СОХ в период времени с ~46 по ~20÷23 млн.л.н. По-видимому, некомпенсированное аккрецией новой океанической коры закономерное проседание океанических котловин приводило к эвстатическому понижению уровня Мирового океана. Подобная взаимосвязь описана Милановским Е.Е. [1978]. С учетом возможной изолированности СЛО от Мирового океана в течение этого времени [Jakobsson et al., 2007] можно предположить, что в совокупности эти процессы обеспечивали мелководные условия в разбуренной вершинной части ХЛ в период с ~46 по ~20÷23 млн.л.н. Последовавшее увеличение темпов спрединга в северной Атлантике и ЕСБ ознаменовало усиление интенсивности аккреции океанической коры и начало эвстатического повышения уровня Мирового океана и СЛО, в частности. Вскоре после этого (~17.5 млн), произошло полное открытие пролива Фрама [Jakobsson et al., 2007], что привело к резкому повышению уровня СЛО.

В качестве альтернативы изложенной авторами точки зрения, ряд зарубежных исследователей предполагает, что по-

ложение разбуренной вершинной части ХЛ в мелководных неритовых условиях в течение большей части кайнозоя до времени ~18.2 млн. лет назад обеспечивалось за счет как изолированности СЛО от Мирового океана, так и существованием условий сжатия в районе хребта. Последние, как предполагается, препятствовали его закономерному постепенному погружению с момента отделения от Баренцево-Карской окраины [O'Regan et al., 2008]. Существование условий сжатия на ХЛ наряду с продолжавшимся, хотя и с меньшей интенсивностью, спредингом в ЕСБ, представляется маловероятным. Поэтому, данное выше объяснение установленным фактам является более логичным

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований в КА было выделено шесть ССК. Возраст ограничивающих их горизонтов, установленный в результате идентификации ЛМА, составил: ССК1 - 58 - 52÷53 млн.л.; ССК2 - 52÷53 - 45÷46 млн.л.; ССК3 - 45÷46 - 35÷38 млн.л.; ССК4 - 35÷38 - 25÷28 млн.л.; ССК5 - 25÷28 - 21÷23 млн.л.; ССК6 - 21÷23 млн.л. - настоящее время. Выполнен критический анализ существующих возрастных моделей для осадков ХЛ. Указанные ССК скоррелированы с сеймостратиграфическими и литостратиграфическими комплексами ХЛ. На основе этого спрогнозирован литологический состав ССК в КА. Предположено, в частности, что появление ССК2 связано с диагенетическими процессами, происходящими при трансформации опала-А в опал-С/Т.

Установлено, что в целом скорости осадконакопления в КА последовательно уменьшались от ~290 м/млн.л с момента начала формирования котловины до ~12.5 м/млн.л. в течение последних ~22 млн.л. Однако в хаттское время (23÷28 млн.л.н.) глобальная регрессия привела к резкому увеличению темпов седиментации с ~38.5 м/млн.л. (приабонское-рюпельское время) до ~110 м/млн.л.

Высказано предположение, что уменьшение интенсивности аккреции океанической коры в Северной Атлантике и

СЛО, устанавливаемое здесь по замедлению темпов раскрытия в период с ~46 по ~23 млн.л.н., могло приводить к эвстатическому понижению уровня Мирового океана, и в частности, СЛО. В совокупности с возможной изолированностью СЛО от Мирового океана в то время, это может объяснить нахождение ХЛ в неритовых условиях в течение столь длительного периода вре-

мени, а в хаттское время - возможно, даже, в субаэральных.

Полное открытие пролива Фрама ~17.5 млн.л.н. привело к резкому повышению уровня моря и установлению океанических условий осадконакопления в КА со средними скоростями порядка ~ 12.5 м/млн.л.

Список литературы

1. Буценко В.В. Главные тектонические события истории Арктического океана по сейсмическим данным // Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. 43 с.
2. Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочно-чехла глубоководного Арктического бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып.5. С.141-159.
3. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геисторического анализа аномального магнитного поля // М.: Геотектоника, 2006. № 4. С. 21-42.
4. Гусев Е.А., Бугрова Э.М., Каминский М.А., Глейзер З.И., Крылов А.А. [Палеогеновые отложения хребта Ломоносова](#) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. Труды ВНИИОкеангеология, Т.210. Вып. 6. С.162-168.
5. Ким Б.И., Глезер З.И. [Осадочный чехол хребта Ломоносова \(стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов\)](#) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т.15. № 4. С.63-83.
6. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития Земли в фанерозое // М.: Геотектоника, 1978. №6. С.3-16.
7. Поселов В.А. Структура литосферы центральной части Арктического глубоководного бассейна по сейсмическим данным // Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 47 с.
8. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*, 2008. 23. PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.
9. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists // *Proc. IODP 302*, 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.101.2006.
10. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // *Cent. Eur. J. Geosci.*, 2009. 1(2). P.157-175.
11. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.L. et al. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology*, 2003. 31. P.825-828.
12. Cande S.C., Kent D.V. Revised Calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.*, 1995. 100 (B4). P.6093-6095.
13. Jakobsson M., et al. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // *Nature*, 2007. 447. P.986-990.
14. Jokat W. The sedimentary structure of the LR between 88°N and 80°N // *Geophys. J. Int.*, 2005. 163. P.698-726.
15. Jokat W., Kristoffersen Y. & Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge - A double sided continental margin // *Geology*, 1992. 20. P.887-890.
16. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.*, 2004. V.31. L02603. doi:10.1029/2003GL018352.
17. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T. & Schone T. New insights into the evolution of the LR and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.*, 1995. 122. P.378-392.
18. Kaminski M.A., Silye L., Kender S. Miocene deep-water agglutinated foraminifera from the Lomonosov Ridge and the opening of the Fram Strait // *Micropaleontology*, 2009. 55. P.117-135.
19. Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hall J.K. & Edwards M. Mass wasting on the submarine LR, central Arctic Ocean // *Mar. Geol.*, 2007. 243. P.132-142.
20. Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., and Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*, 2008. V.23, PA1S06, doi:10.1029/2007PA001497.
21. Langinen A.E., Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G. & Zamansky Yu.Ya. Correlations between the LR, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data // *Tectonophysics*, 2009. V.472. P.309-322, doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.029.
22. Mann U., Knies J., Chand Sh., Jokat W., Stein R., Zweigel J. Evaluation and modelling of Tertiary

source rocks in the central Arctic Ocean // *Marine & Petroleum Geology*, 2009. 26. P.1624-1639.

23. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C., Cronin T. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*, 2006. V.441, № 7093. P. 601-606.

24. O'Regan M., Moran K., Backman J., Jakobsson M. et al. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*, 2008. 23. 1-15. PA1S20. doi: 10.1029/2007PA001559.

25. O'Regan M., Moran K., Baxter C.D.P., Cartwright J. et al. Towards ground truthing exploration in the central Arctic Ocean: a Cenozoic compaction history from the Lomonosov Ridge // *Basin Research*, 2009. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00403.x.

26. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Os-isotope insights into major environmental changes of the Arctic Ocean during the Cenozoic // *Geophys. Res. Lett.*, 2009. V.36. L11602. doi:10.1029/2009GL037422.

27. Sangiorgi F., Brumsack H-J., Willard D.A., Schouten S. et al. 26 million year gap in the central Arctic record at the Greenhouse-Icehouse transition: Looking for clues // *Paleoceanography*, 2008. 23. PA1S04. doi:10.1029/2007PA001477.

28. Vail R.P., Mitchum R.M. et al. Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir.*, 1977. 26. P.83-97

29. Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C. & Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.*, 1979. 84. P.1071-1089.

Chernyh A.A., Krylov A.A. The history of sedimentation in the Amundsen Basin based on geophysical data and results of ACEX (IODP-302) // Geological-Geophysical features of the lithosphere of the Arctic Region. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2010. №7.

Six seismostratigraphic complexes were distinguished in the Amundsen Basin as a result of the research. Ages of their upper and lower boundaries were established based on identification of linear magnetic anomalies. The existed age models for sediments of the Lomonosov Ridge were analyzed. Seismostratigraphic complexes in the Amundsen Basin were correlated with seismo- and lithostratigraphic complexes of the Lomonosov Ridge. Based on these data the lithological composition of the seismostratigraphic complexes in the Amundsen Basin was suggested. It was proposed that appearance of the second seismostratigraphic complex is related to diagenetic transformation of Opal-A to Opal-C/T. It was established that sedimentation rates in the Amundsen Basin were being gradually decreased from beginning of the basin formation. However, during the Chattian time the global regression cause the sharp increase of sedimentation rates. It was supposed that decrease of intensity of oceanic crust accretion at the Gakkel Ridge, established based on deceleration of the Eurasian Basin opening during ~46 to ~23 Ma, may cause the progressive falling of the Arctic Ocean level, especially in probable conditions of the isolation from the World Ocean. This could explain the neritic condition at the Lomonosov Ridge during so long time. These conditions could be even subaerial in Chattian time. Deep opening of the Fram Straight at the ~17.5 Ma caused the sharp increase of the sea level and establishing of the oceanic sedimentation pattern in the Amundsen Basin.

Fig.5, reference -30.

Ссылка на статью:



Черных А. А., Крылов А.А. История седиментогенеза в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 7. Тр. ВНИИОкеангеология. Том 210. С. 56-66.