

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРИЛАПТЕВОМОРСКОЙ ЧАСТИ ХР. ЛОМОНОСОВА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН АМУНДСЕНА И ПОДВОДНИКОВ

П.В. Рекант^{1,2}, Е.А. Гусев^{1,2}

¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана им. академика И.С. Грамберга,
190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия*

² *Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7, Россия*

На основании интерпретации сейсмических материалов по южному (прилаптевоморскому) окончанию хр. Ломоносова разработана новая модель строения осадочного чехла, позволившая скоррелировать сейсмические разрезы гребневой части хребта и глубоководных впадин Подводников и Амундсена. Впервые в сейсмической модели учтены как региональные профили МОВ, полученные с дрейфующих станций «Северный полюс», так и высокоразрешающие сейсмические данные МОВ ОГТ, опубликованные в последние годы. Предлагаемая сейсмическая модель логически увязана как с геологическими данными по Лаптевоморской континентальной окраине, так и с результатами глубоководного бурения на хр. Ломоносова по проекту IODP-302. Установлено, что осадочный чехол южной части хр. Ломоносова и сопряженных частей котловин Амундсена и Подводников имеет апт-кайнозойский возраст. Разрез осадочного чехла разделен двумя основными несогласиями кампан-палеоценового и олигоцен-раннемиоценового возраста. В осадочном чехле установлена сложнопостроенная система грабенов, которая является структурным продолжением Новосибирской системы горстов и грабенов, выделяемой на шельфе. Заполнение грабенов осадками началось в апт-альбское время и закончилось полной компенсацией последних уже в палеоценовое время.

Сейсмическая модель, осадочный чехол, хр. Ломоносова, котловина Подводников.

SEISMIC GEOLOGICAL STRUCTURE MODEL FOR THE SEDIMENTARY COVER OF THE LAPTEV SEA PART OF THE LOMONOSOV RIDGE AND ADJACENT PARTS OF THE AMUNDSEN PLAIN AND PODVODNIKOV BASIN

P.V. Rekant and E.A. Gusev

Sesimic data on the southern (Laptev Sea) extremity of the Lomonosov Ridge were used to develop a new structural model for the sedimentary cover. It permitted a correlation between the seismic cross-sections of the ridge crest and two deep-sea basins: the Podvodnikov Basin and the Amundsen Plain. It is the first time that a seismic model has taken into account both regional seismic-reflection profiles obtained from NP drifting ice stations and recent high-resolution CDP data. Our seismic model agrees both with geological data on the Laptev Sea continental margin and the data obtained from deep-sea drilling into the Lomonosov Ridge under the IODP-302 project. The sedimentary cover of the southern Lomonosov Ridge and adjacent parts of the Amundsen Plain and Podvodnikov Basin was dated at the Aptian–Cenozoic. The sedimentary section is divided by two main unconformities, of Campanian–Paleocene and Oligocene–Early Miocene ages. The cover contains a structurally complicated graben system, which is an extension of the New Siberian system of horsts and grabens, recognized in the shelf. Sedimentation began in the grabens in the Aptian–Albian and ended with their complete compensation in the Paleocene.

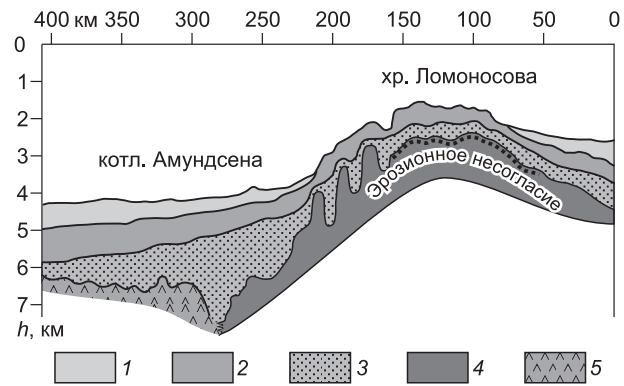
Seismic model, sediments, Lomonosov Ridge, Podvodnikov Basin

ВВЕДЕНИЕ

Первые сейсмические работы методом отраженных волн (МОВ), направленные на изучение строения осадочного чехла хр. Ломоносова, были проведены в середине прошлого века. Именно тогда были заложены основы широко принятых сегодня научных парадигм и концепций геологического строения осадочного чехла Центрально-Арктической области. Удивительно, но основные особенности геологического строения Арктического бассейна и истории его развития, подтвержденные в ходе глубоководного бурения на хребте в 2004 г. [Moran et al., 2006; Backman et al., 2006], были высказаны уже более 30 лет назад в работах Ю.Г. Киселева, Р.М. Деменицкой и др. [Деменицкая и др., 1962; Деменицкая, Киселев,

Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по 82° с.ш., полученный по результатам дрейфа СП-24 [Киселев, 1986].

Цифрами на рисунке обозначены: 1 — пелагические отложения СЭ-1₁, ($v_{пл} = 1.5—1.6$ км/с); 2 — неритовые осадочные образования СЭ-1₂ ($v_{пл} = 1.7—1.9$ км/с); 3 — породы СЭ-2 ($v_{пл} = 2.5—4.5$ км/с), 4 — породы СЭ-3 ($v_{пл} = 4.5—6.0$ км/с), 5 — базитовый комплекс ($v_{пл} = 5.5—6.5$ км/с). На контакте отложений 2-го и 3-го структурных этажей фиксируется отчетливое эрозионное несогласие.



1968; Киселев 1986]. По результатам самых первых сейсмических съемок в начале 1970-х годов эти авторы делают вывод о наличии в разрезе хр. Ломоносова осадков относительно мелководных фаций, а также о том, что хр. Ломоносова имеет континентальное происхождение. Тогда же впервые было высказано предположение, что осадочный чехол хр. Ломоносова состоит из двух «структурных этажей» (СЭ), платформенного и субплатформенного, несогласно залегающих на складчатом основании (третий «структурный этаж») [Деменицкая, Киселев, 1968; Киселев 1986]. Именно тогда впервые было установлено региональное эрозионное несогласие, отделяющее осадочный чехол от складчатого основания (рис. 1), названное впоследствии Lomonosov Unconformity (LU) [Jokat et al., 1995] (рис. 2). Несмотря на то, что влияние этих работ отчетливо прослеживается во многих современных сейсмических моделях [Лебедева-Иванова и др., 2004; Буценко, Поселов, 2004; Буценко, 2008; и др.], сами они сейчас незаслуженно забыты, а ссылки на них отсутствуют как в отечественной, так и в зарубежной литературе.

К настоящему моменту существуют несколько сейсмических моделей геологического строения осадочного чехла хр. Ломоносова [Sweeney et al., 1982; Jokat et al., 1995; Заманский и др., 2002; Лебедева-Иванова и др., 2004; Дараган-Суцова и др., 2004; Буценко, Поселов, 2004; Jokat, 2005; Ким, Глезер, 2007; Langinen et al., 2009], различающихся не только количеством выделяемых сеймостратиграфических комплексов (ССК), но и их стратиграфической привязкой (см. рис. 2). Часто эти разногласия определяются различием сейсмического материала, положенного в основу модели. Так, модели, базирующиеся в основном на интерпретации низкоразрешающих данных МОВ дрейфующих станций «Северный полюс» (СП) [Заманский и др., 2002; Лебедева-Иванова и др., 2004; Буценко, Поселов, 2004; Langinen et al., 2009], дают весьма упрощенное расчленение разреза. Они показывают региональный характер распространения и взаимоотношений ССК, практически не освещая их внутреннюю волновую картину. Попытки же проведения сеймофациального анализа на основе интерпретации этих данных [Буценко, Поселов, 2004; Буценко, 2008] нам кажутся спорными.

Сейсмические модели, разработанные Б.И. Кимом и З.И. Глезер [Ким, Глезер, 2007], а также Л. А. Дараган-Суцовой с соавторами [Дараган-Суцова и др., 2004] кроме геологических данных опираются на сейсмический материал по нескольким сейсмическим профилям МОВ ОГТ, полученным в гребневой части хр. Ломоносова. Достоинством этих моделей можно считать достаточно детальное расчленение нижней части осадочного чехла. Однако использование в построениях лишь отдельных сейсмических профилей по ограниченными ключевым участкам не позволяет увидеть региональную составляющую тектонических событий.

Отдельной проблемой является отсутствие четкой взаимной увязки существующих сейсмических моделей (см. выше), а также использование разными авторами одинаковой индексации ССК и отражающих границ (ОГ) при принципиально различной схеме расчленения сейсмического разреза [Jokat et al., 1995; Ким, Глезер, 2007] (см. рис. 2).

Наиболее значимыми региональными сейсмическими границами в регионе могут считаться две: региональное угловое несогласие LU, зафиксированное в разрезах гребневой части хр. Ломоносова (см. рис. 2) [Jokat et al., 1995; Jokat, 2005], а также яркая региональная ОГ А (или региональное несогласие — РН, по [Буценко, Поселов, 2004; Буценко, 2008; и др.]) в осадочном чехле сопряженных глубоководных котловин. Проблема корреляции этих опорных сейсмических границ является достаточно сложной задачей, без решения которой, однако, невозможно понимание истории геологического развития региона. Наличие как на западном, так и на восточном склонах хр. Ломоносова обширных зон потери корреляции делает невозможным прямое трассирование ОГ А из котловин Подводников и Амундсена на гребень хр. Ломоносова. В настоящее время данная задача может быть решена лишь на базе корреляции сейсмических данных МОВ ОГТ с результатами глубоководного бурения скв. M0004a по проекту АСЕХ (IODP-302) [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008].

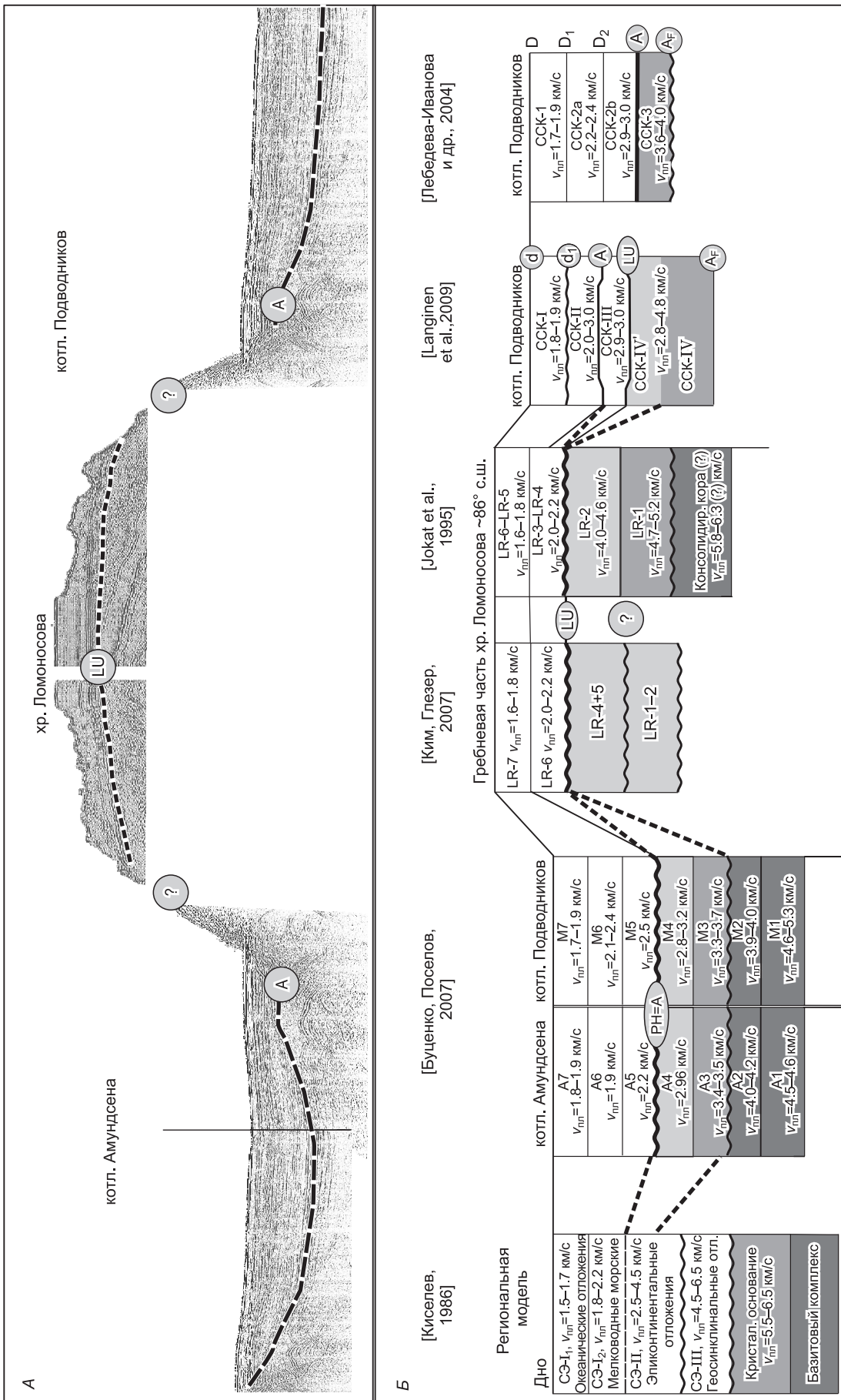


Рис. 2. Принципиальный синтетический разрез приломоновской части СЛО с основными сейсмическими реперами (А) и схема корреляции основных сейсмических моделей по региону (Б).

Яркое угловое несогласие LU фиксируется в гребневой части хр. Ломоносова на большинстве сейсмических профилей, а яркая согласная ОГ А в разрезах прилегающих глубоководных котловин. Крупным пунктиром показана схема корреляции основных сейсмических реперов, используемая в настоящей статье.

Следует отметить, что варианты решения этой проблемы были предложены в последних работах В.В. Буценко и соавторов [Буценко, Поселов, 2004; Буценко, 2008; и др.], а также в работах А.Е. Лангинен с соавторами [Langinen, 2009] и независимо от них в статье А.А. Черных и А.А. Крылова [2011] (см. рис. 2). Вместе с тем эти модели не лишены слабых мест.

Так, согласно модели В.В. Буценко [Буценко, Поселов, 2004; Буценко, 2008], основным региональным маркером в сейсмическом разрезе является рефлектор РН (см. рис. 2), разделяющий его на мел-эоценовую и миоцен-четвертичную части. Связывая формирование этого отражающего горизонта с региональной перестройкой морфоструктурного плана региона и постулируя его региональный эрозионный характер, В.В. Буценко тем не менее коррелирует его с контактом сейсмических комплексов LR-4 и LR-5 (согласно интерпретации В. Йоката) (см. рис. 2). Однако внимательный анализ всех доступных сейсмических материалов показывает, что на этом стратиграфическом уровне в сейсмическом разрезе нет следов значительного тектонического события, а данные глубоководного бурения говорят о том, что несогласие здесь носит скрытый — стратиграфический — характер. По нашему мнению, событие, вызвавшее региональную перестройку морфоструктурного плана региона, должно отражаться в сейсмическом разрезе гораздо более заметным несогласием и соответствующим ему рефлектором. Поэтому другим слабым местом данной модели нам видится сопоставление регионального углового несогласия LU на хр. Ломоносова с невыразительной сейсмической границей ЕН (Евразийское несогласие), фрагментарно выделяемой внутри комплекса выполнения прогибов [Буценко, 2008].

Опираясь на сходства волновой картины сейсмокомплексов на поднятиях и в прилегающих к ним котловинах, а также на магнитостратиграфические датировки, А.Е. Лангинен с соавторами [Langinen et al., 2009] и А. Черных с А. Крыловым [2011] предлагают несколько иную схему корреляции опорных сейсмических границ. Независимо друг от друга, эти авторы сопоставляют яркую региональную ОГ А во впадинах с весьма невыразительной согласной сейсмической границей в подошве LR-4, а угловое несогласие LU с подошвой согласной высокоамплитудной пачки ниже ОГ А. По нашему мнению, такое решение проблемы корреляции также не является оптимальным. Все это привело авторов настоящей работы к необходимости выработки собственной модели сейсмического расчленения осадочного чехла.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ

Предлагаемая в настоящей статье сейсмическая модель строения осадочного разреза южной части хр. Ломоносова базируется на анализе сейсмических профилей МОВ ОГТ AWI-98550-98599 [Jokat, 2005], Oden-9613-16 [Kristoffersen, 1997], UB-0103 [Backman et al., 2004] (рис. 3). Кроме того, в работе использовались результаты сейсмического профилирования МОВ на дрейфующих станциях СП-21 и СП-24 [Киселев, 1986; Заманский и др., 2002; Поселов и др., 2007]. Основой для стратиграфической привязки модели послужили опорные сейсмические разрезы AWI-91090 и AWI-91091 [Jokat, 2005] и их уточненная стратиграфическая привязка по керну скв. M0004a [Backman et al., 2008].

В предлагаемой сейсмической модели сохранена в общих чертах индексация ССК, выполненная Ю.Г. Киселевым [Киселев, 1986]. Названия отражающих границ, разделяющих ССК, взяты с изменениями из работ А.Е. Лангинен с соавторами [Langinen et al., 2009] и Н.Н. Ивановой-Лебедевой с соавторами [2004]. Описание и идентификация сейсмокомплексов в приполюсной части региона приводится по работе В. Йоката [Jokat, 2005].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ всех доступных сейсмических материалов и существующих обобщений по ним показал, что сейсмический разрез приломоносовской части СЛЮ как в границах впадин, так и в пределах хребта может быть расчленен на пять ССК, залегающих выше поверхности акустического фундамента (ОГ A_{ϕ}) (рис. 4).

Верхние ССК-I₁ и ССК-I₂ образуют слоистую толщу, сложенную пелагическими осадками, и на большей части акватории залегают в ненарушенном состоянии. Нижние ССК-II₁, ССК-II₂ и ССК-III выполняют глубокие грабенообразные прогибы как на склонах хребта, так и непосредственно в гребневой его части и сложены осадками предположительно прибрежно-морского и мелководного генезиса.

Волновая картина верхней слоистой толщи (ССК-I₁ и ССК-I₂) представлена высокочастотными плоскопараллельными отражениями, облекающими и нивелирующими неровности подстилающего рельефа. При этом их динамическая выразительность и частота заметно снижаются вниз по разрезу. Благодаря яркой волновой картине толща легко прослеживается как в котловинах Подводников и Амундсена, так и на гребневых участках южной части хр. Ломоносова (см. рис. 4; 5—8). По своему сейсмостратиграфическому объему она коррелируется с первым «структурным этажом», по Ю.Г. Киселеву [Киселев, 1986], или с LR-3—LR-6, согласно сейсмической модели В. Йоката [1995] (см. рис. 7). Пластовые скорости ($v_{пл}$)

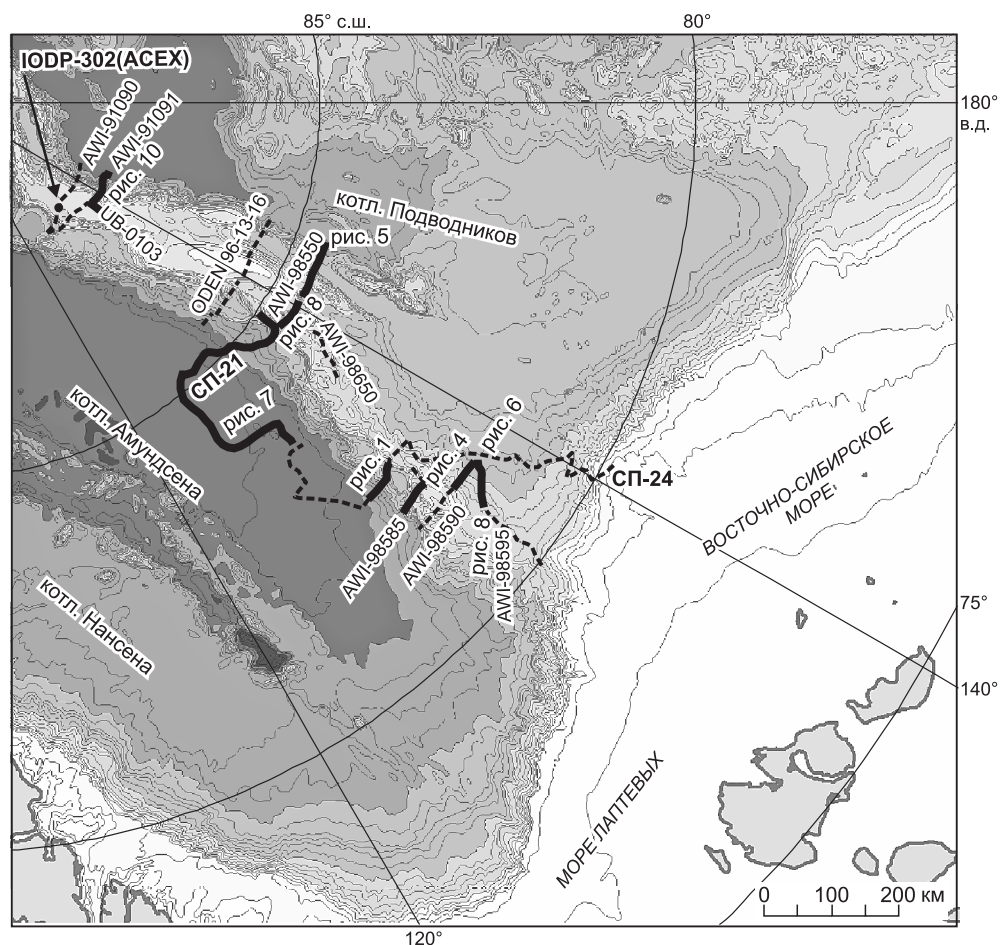


Рис. 3. Схема расположения опубликованных сейсмических профилей в прилаптевоморской части хр. Ломоносова [Киселев, 1986; Kristoffersen, 1997; Заманский и др., 2002; Backman et al., 2004; Jokat, 2005; Поселов и др., 2007], а также положение скв. М004а, пробуренной по проекту IODP-302 [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008].

Жирной линией показаны фрагменты сейсмических профилей, приведенных в данной статье и номера рисунков.

от 1.5 до 2.2 км/с в отложениях, слагающих верхнюю толщу [Киселев, 1986; Jokat et al., 1995], могут свидетельствовать о наличии в составе этого комплекса рыхлых, слаболитифицированных осадков.

На большей части района ССК-I₁ и ССК-I₂ образуют единую осадочную толщу, разделенную согласной ОГ D₁. Мощность толщи закономерно увеличивается с севера на юг: от 300—500 м в глубоководных котловинах до 1500 м у подножия континентального склона. На выступах акустического фундамента мощность толщи уменьшается до 80—100 м за счет выпадения из разреза верхней части ССК-I₂ (см. рис. 5, ПК № 600—700), а разделяющая их граница ОГ D₁ носит здесь несогласный характер.

В подошве ССК-I₂ ограничен опорной региональной ОГ А, совпадающей с подошвой первого «структурного этажа» согласно сейсмической модели Ю.Г. Киселева [Киселев, 1986] (см. рис. 4—7).

На существование такой опорной ОГ, легко распознаваемой на обширных территориях Центральной Арктики и обладающей устойчивыми морфологическими и динамическими характеристиками, обратили внимание давно [Деменицкая, Киселев, 1968; Киселев, 1986]. Такая яркая отражающая граница, выражающаяся в сейсмозаписи региональным устойчивым изменением волновой картины, должна соответствовать крупному перерыву в осадконакоплении, сопровождавшемуся крупными изменениями палеогеографической ситуации.

Большинство авторов, изучавших и интерпретировавших более поздние сейсмические данные, также используют в своих моделях описанный сейсмический горизонт в качестве опорного [Jokat et al., 1995; Заманский и др., 2002; Буценко, Поселов, 2004; Jokat, 2005; Верба, 2008; Langinen et al., 2009]. На большей части района исследований во впадинах Макарова (на глубинах моря более 1500 м) и Амунд-

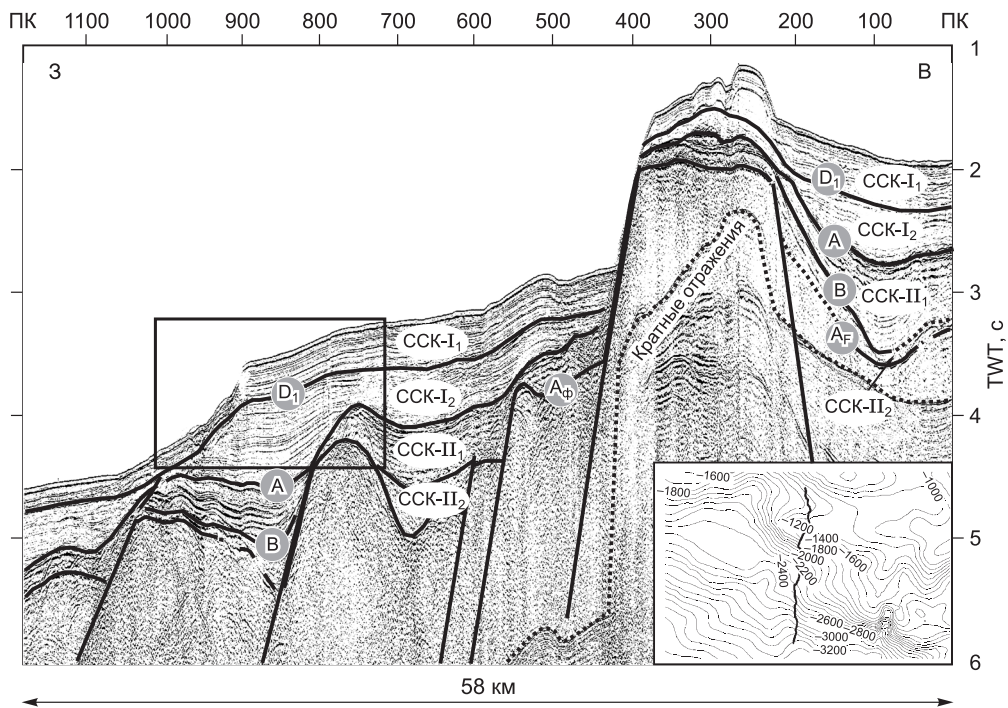


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля AWI-98585 [Jokat, 2005] со схемой интерпретации, принятой в данной статье.

Описание сейсмостратиграфических комплексов и разделяющих их отражающих границ приведено в тексте. Эрозионный характер ОГ А в наиболее поднятых частях гребня хр. Ломоносова (ПК 200—300 TWT = 1.8—2.2 с) подчеркивается выпадением из разреза CCK-II₁ и глубоким размывом подстилающих отложений.

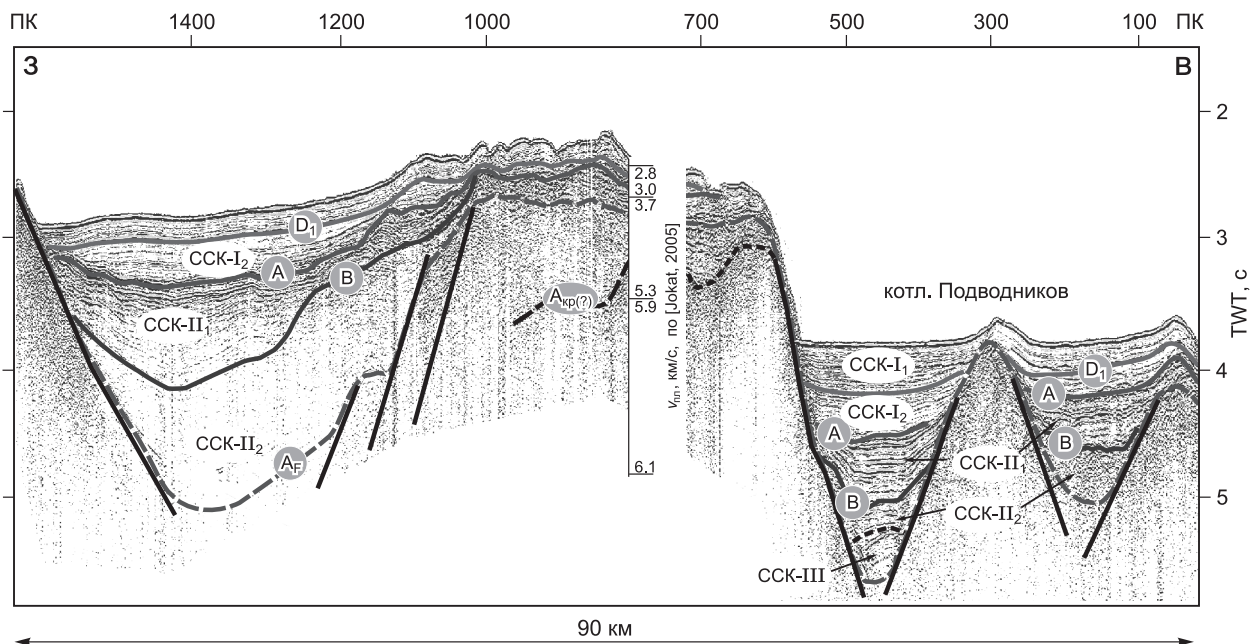


Рис. 5. Восточная часть сейсмического профиля AWI-98550 [Jokat, 2005] со схемой интерпретации, принятой в данной статье.

Эрозионный характер ОГ А отчетливо проявляется над выступом фундамента в центральной части рисунка (ПК 1000—600, TWT = 2.6 с), где из разреза практически полностью выпадают отложения CCK-II₁. Ниже по разрезу наблюдается отражающая граница А_{кр}, предположительно коррелируемая с поверхностью кристаллического фундамента.

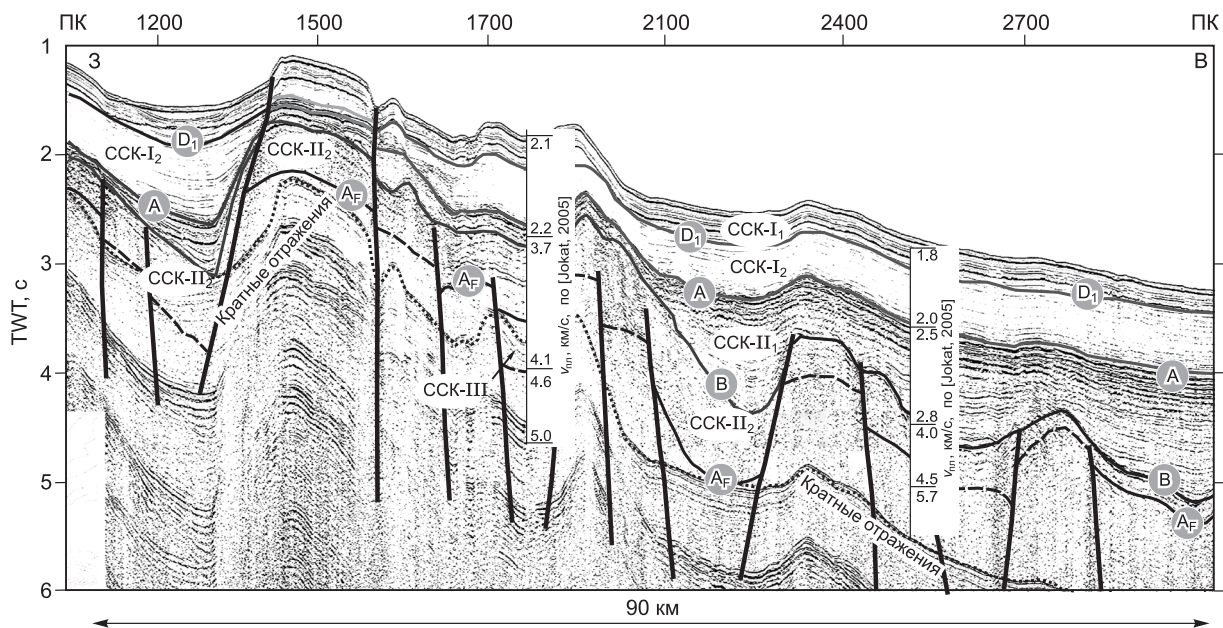


Рис. 6. Фрагмент сейсмического профиля AWI-98590 [Jokat, 2005] через гребень хр. Ломоносова со схемой интерпретации, принятой в данной статье.

В местах практически полного выпадения ССК-II₁ из разреза (~ПК-1500—1700), ОГ А приобретает эрозионный характер, а в сейсмическом поле фиксируется значительный скачок пластовых скоростей.

сена (глубже 3000 м) горизонт имеет согласный характер. На выступах фундамента в зоне размыва подстилающих отложений ССК-II₁ эта отражающая граница приобретает отчетливый эрозионный характер (см. рис. 4—8).

Сеймостратиграфический комплекс ССК-II₁ ограничен региональной ОГ А в кровле (см. рис. 4—6) и ОГ В в подошве. Этот сеймокомплекс имеет важное значение для стратиграфической привязки сейсмических разрезов. По нашему мнению, он совпадает с верхней частью «второго структурного этажа», выделяемого в работах Ю.Г. Киселева [1986]. ССК-II₁ характеризуется пластовыми скоростями от 2.5 до 3.5 км/с (см. рис. 4—8), а его волновая картина с высокоамплитудными, слегка волнистыми, параллельными друг другу рефлекторами весьма характерна и легко распознается на обширных пространствах СЛО вплоть до континентального склона Лаптево-Восточносибироморской континентальной окраины. Вниз по разрезу ССК-II₁ амплитуда внутренних отражений значительно снижается, и его нижнюю часть слагают акустически полупрозрачные отложения.

ССК-II₁ образует ярко выраженную структуру выполнения прогибов на обоих склонах хребта (см. рис. 4—8). Для него характерно практически полное выклинивание на поднятиях фундамента и резкое увеличение мощности (до 1000 м) в примыкающих к ним грабенах и глубоководных впадинах. ССК-II₁ практически полностью нивелирует неровности подстилающего рельефа и слагает большую по мощности часть осадочного заполнения грабенов на восточном склоне хребта. Скорее всего, накопление ССК-II₁ происходило на этапе эрозионного размыва гребневой части хр. Ломоносова и сноса осадков в прилегающие котловины, а также в локальные понижения на его склонах.

Сеймостратиграфические комплексы ССК-II₂ и ССК-III залегают в нижней части осадочного выполнения грабенов. Они сопоставляются нами с ССК-IV+IV' по модели А.Е. Лангинен [Langinen et al., 2009] либо ССК-IV по модели Ю.Я. Заманского [Заманский и др., 2002]. От перекрывающих отложений они отделяются неясной ОГ В, фрагментарно проявленной на сейсмических профилях. Наиболее ясно эта граница прослеживается в грабенах восточного склона хр. Ломоносова (см. рис. 6, ПК 2400—3000, TWT = 4.5—5.0 с).

Волновая картина ССК-II₂ и ССК-III неслоистая, с короткими осями синфазности и большим количеством дифрагированных волн в кровле. Последнее отчетливо указывает на размыв верхней части сеймокомплекса над выступами. Минимальные мощности (50—100 м) приурочены к выступам фундамента, максимальные (более чем 1800 м) — к наиболее глубокому грабену восточного склона хребта.

Кровля **акустического фундамента** сопоставляется нами с ОГ А_ф. На этой границе часто фиксируется заметное угловое несогласие с наклонными высокоамплитудными отражающими площадками,

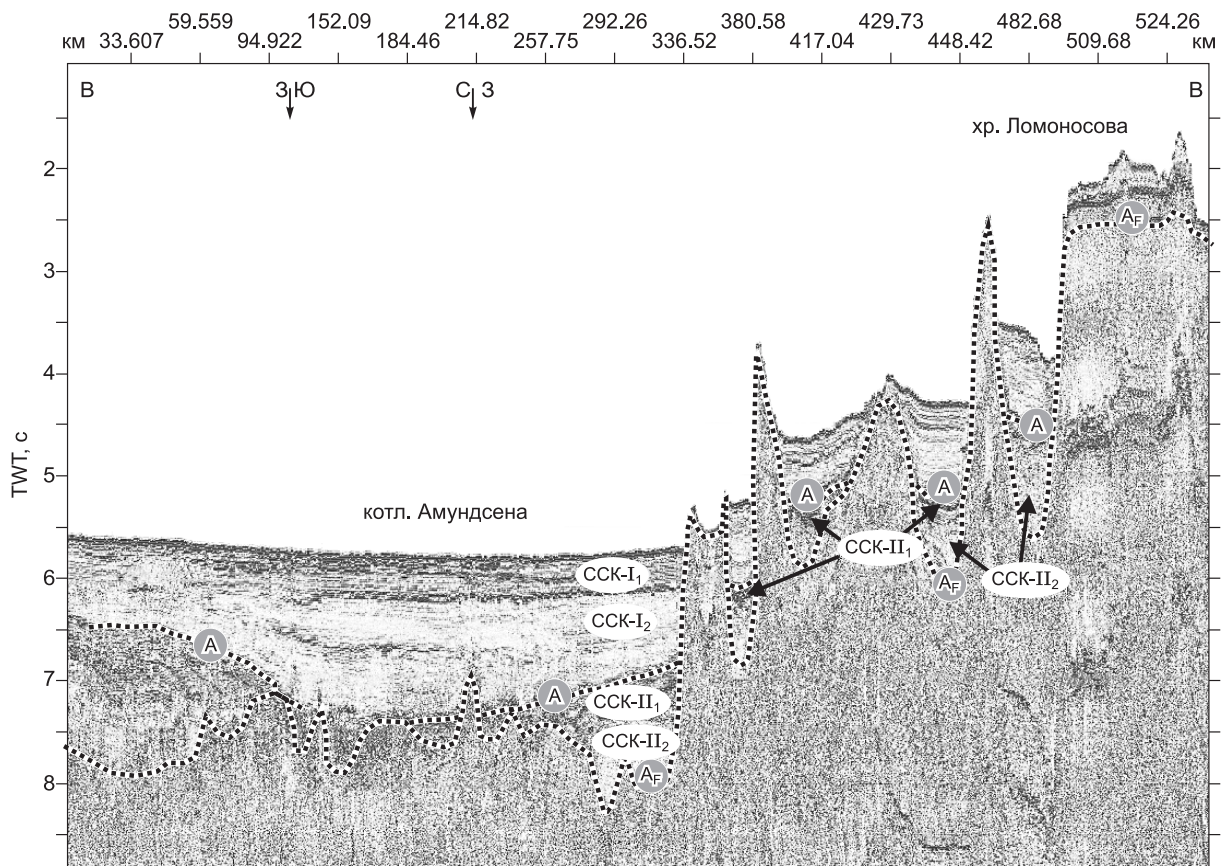


Рис. 7. Фрагмент сейсмического профиля МОВ вдоль линии дрейфа СП-21 в котловине Амундсена [Буценко, Поселов, 2004] со схемой интерпретации, принятой в настоящей работе.

Наблюдается выклинивание ССК-II, над выступом фундамента (ПК 200 TWT = 7.5 с) примерно в 150 км к западу от подножия хр. Ломоносова, что позволяет предположить позднемерловый возраст фундамента в этой области.

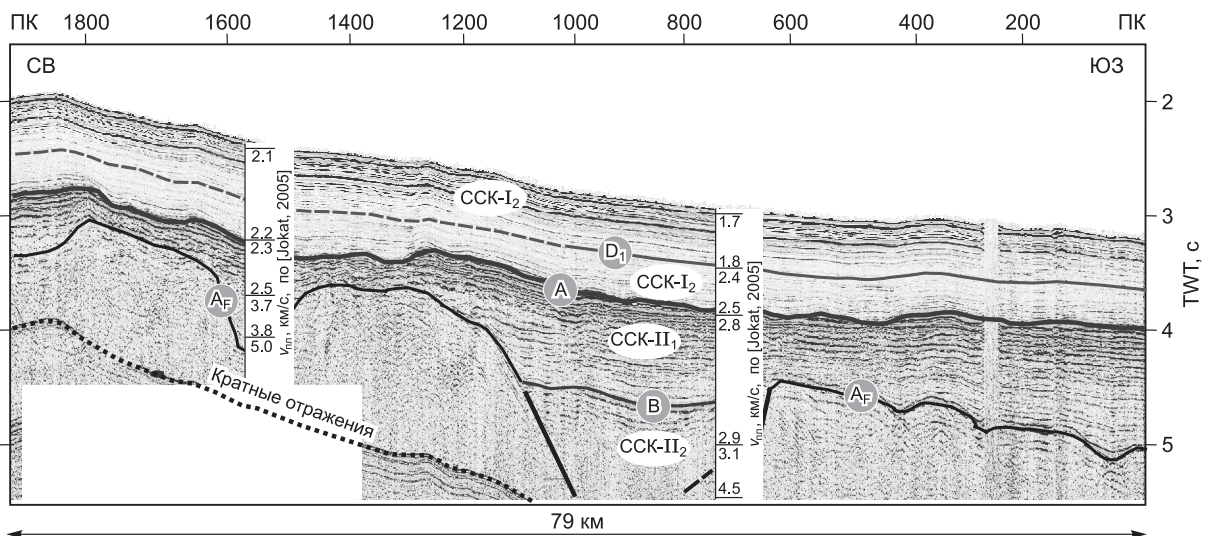


Рис. 8. Фрагмент сейсмического профиля AWI-98595 [Jokat, 2005] со схемой интерпретации, принятой в данной статье.

Во впадинах наблюдается полный стратиграфический объем ССК-II₁, при этом имеет место постепенное увеличение пластовых скоростей вниз по разрезу осадочного чехла.

ступенчато сброшенными по серии разломов. Наиболее уверенно ОГ A_{ϕ} прослежена на приподнятых блоках западного склона хр. Ломоносова, а также в днище наиболее глубоких грабенов. Пластовые скорости [Jokat et al., 1995] в отложениях акустического фундамента изменяются в широких пределах (от 4.5 до 5.2 км/с), что позволяет предположить его гетерогенность. По всей видимости, в составе этого сейсмического комплекса можно ожидать сложнодислоцированные породы складчатого фундамента.

Сейсмическая информация о **кристаллическом фундаменте** района работ практически отсутствует. Лишь на профиле AWI-98550 (см. рис. 5 ПК № 600—900) на временах от 3 до 4 с TWT в сейсмическом разрезе присутствует яркая отражающая граница ОГ $A_{кр}$, подстилающаяся толщей высокоскоростных осадков ($v_{п} =$ более 5.9 км/с).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Стратиграфическая привязка предлагаемой сейсмической модели была начата с идентификации в сейсмическом разрезе ключевых опорных границ и корреляции их с соответствующими тектоническими событиями, сопровождавшимися значительными перестройками морфоструктурного плана региона. Нам кажется очевидным, что следы подобных региональных тектонических событий должны быть, с одной стороны, проявлены во всех областях региона, с другой, — иметь принципиально различное отражение на поднятиях и в глубоководных котловинах. Первые активно размывались и служили областями сноса обломочного материала, последние же выступали в роли депонентов осадконакопления, где аккумуляровались значительные объемы эродируемых отложений. Следовательно, с эрозионным контактом на хребте должен коррелироваться комплекс заполнения сопряженных впадин. Предположение о возможности развития регионального эрозионного несогласия как на гребне хребта, так и во впадинах вплоть до глубин 4000 м [Буценко, 2008] нам кажется спорным. По нашему мнению, также очевидно, что глубоководные котловины должны иметь наиболее полный стратиграфический разрез, в котором могут присутствовать даже те отложения, которые отсутствуют на шельфе, например, палеоценовые.

Несомненно, самым ярким сейсмическим маркером в разрезе сводовой части хр. Ломоносова является региональное эрозионное несогласие LU (рис. 9), установленное впервые по результатам работ еще в 80-х годах прошлого века [Киселев, 1986] и детально охарактеризованное позднее сейсмическими исследованиями МОВ ОГТ [Jokat et al., 1995]. Угловое несогласие LU сопоставляется с этапом формирования блоково-глыбовой структуры хребта, которое сопровождалось значительным перерывом в осадконакоплении, размывом осадков в гребневой зоне и активными тектоническими движениями. Предварительные оценки величины эрозионного среза на этой границе показывают, что здесь было размыто не менее 800 м осадков [Jokat et al., 1995]. Об этом также красноречиво свидетельствует угловое несогласие и значительный скачок пластовых скоростей на этой границе: от 2.2 км/с в перекрывающей его слоистой толще до 4.5 км/с в подстилающей его дислоцированной толще [Jokat et al., 1995].

В качестве основного стратиграфического репера для привязки выделенных сейсмокомплексов и разделяющих их границ была выбрана возрастная модель строения разреза, разработанная по керну скв. M0004a [Moran et al., 2006; Backman et al., 2006]. Она достаточно полно охарактеризована как сейсмическими [Jokat et al., 1995; Kristoferssen, 1997; Weigelt, 1998; Jakobssen et al., 2004], так и прямыми геологическими данными [Крылов, 2005; Moran et al., 2006; Backman et al., 2006; Backman et al., 2008; Деревянко и др., 2009]. Полученная в ходе комплексного изучения керна этой скважины геологическая модель к настоящему моменту является наиболее разработанной и принята большинством исследователей.

Как известно из результатов бурения [Moran et al., 2004], скв. M0004 в гребневой части хребта полностью вскрыла разрез горизонтально-слоистой толщи осадков, соответствующей сейсмокомплексам от LR-3 до LR-6 [Jokat, 2005], и прошла более 20 м по подстилающим осадкам (см. рис. 9) [Backman et al., 2008]. Однако ожидаемые по результатам сейсмического профилирования дислоцированные породы акустического фундамента, характеризующиеся пластовыми скоростями более 4.0 км/с, не были вскрыты.

Возраст отложений на подошве горизонтально-слоистой толщи установлен по микропалеонтологическим данным как поздний палеоцен (56 млн лет). В самой нижней части разреза скважины в составе сильно опесчаненного литологического комплекса 4 (см. рис. 9) были вскрыты осадки с палеонтологическими остатками туронского [Крылов, 2005], кампанского [Backman et al., 2006], либо маастрихтского возрастов [Деревянко и др., 2009]. Такой значительный разброс возрастных привязок может быть объяснен наличием в разрезе как инситуных, так и переотложенных комплексов фораминифер, спор и пыльцы.

Таким образом, скв. M0004 не достигла акустического фундамента, остановившись, по нашему мнению, в базальной толще, сформированной за счет размыва подстилающих меловых отложений. Малая мощность этой толщи непосредственно в точке бурения скв. M0004 не позволяет идентифицировать ее на сопряженной части сейсмического профиля AWI-91090. Однако при анализе сейсмических данных

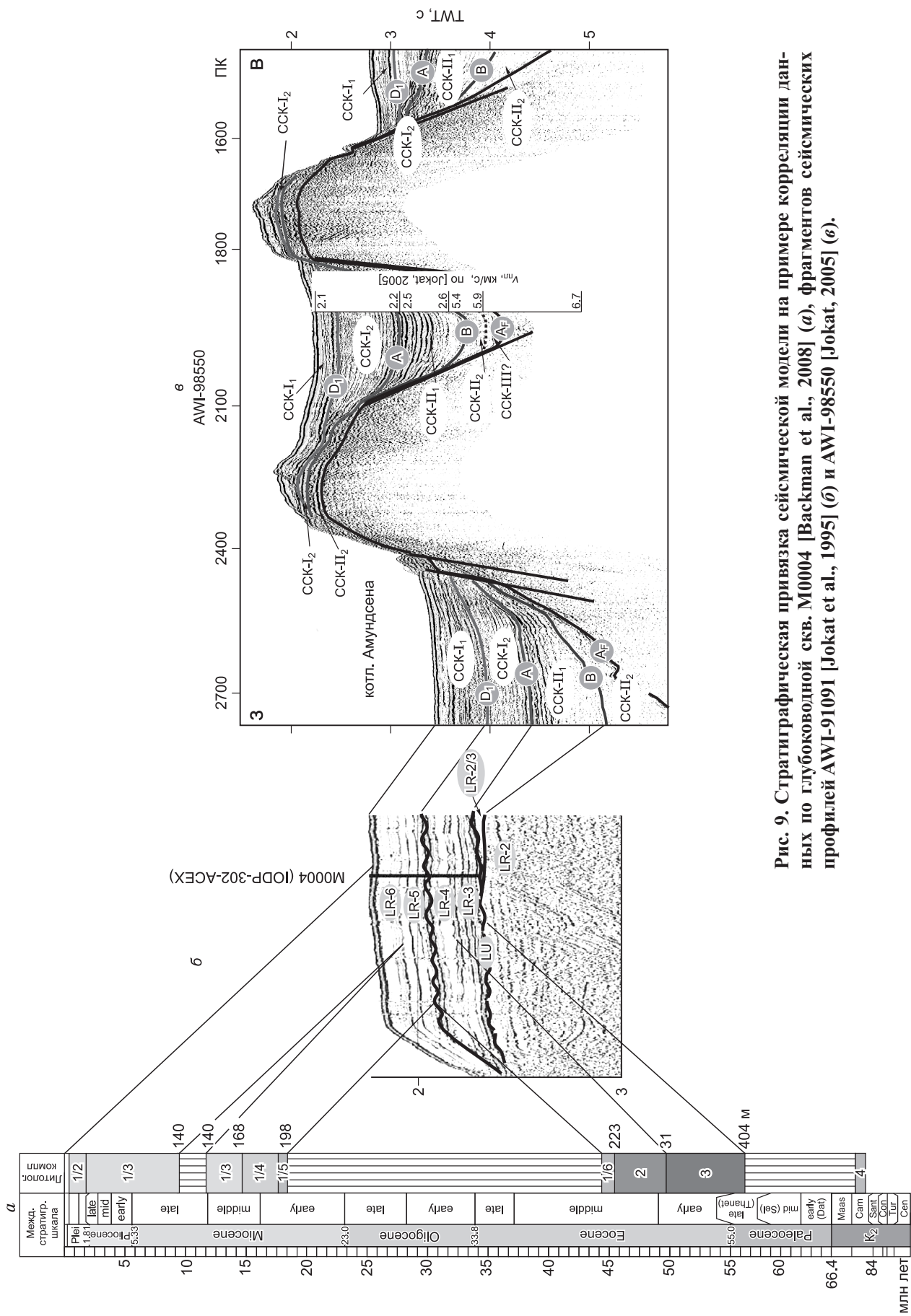


Рис. 9. Стратиграфическая привязка сейсмической модели на примере корреляции данных по глубоководной скв. M0004 [Backman et al., 2008] (а), фрагментов сейсмических профилей AWI-91091 [Jokat et al., 1995] (б) и AWI-98550 [Jokat, 2005] (в).

по восточной и западной периферии хребта нам удалось выделить и сейсмически охарактеризовать аналогичную толщу осадков непосредственно под региональным несогласием LU. Так, на пересечении профилей AWI-91091 и UB-0103 (см. рис. 9) между сейсмокомплексами LR-2 (снизу) и LR-3 (сверху) прослеживается сложнопостроенная клиноформная сейсмическая толща заполнения (LR-2/3 в нашей интерпретации), свидетельствующая о сносе эродированных осадков с гребневой части хребта и аккумуляции их в локальных седиментационных ловушках, а также прилегающих глубоководных котловинах. Аналогичная толща была установлена нами в западной части хребта. Ранее сходная толща заполнения была описана Б.И. Кимом [Ким, Глезер, 2007] в грабене восточного склона хр. Ломоносова.

Окончание этапа размыва маркируется в сейсмическом разрезе формированием региональной границы несогласия LU, датирующейся концом позднего палеоцена [Backman et al., 2008]. Начало перерыва, согласно имеющимся палеонтологическим данным [Крылов, 2005; Backman et al., 2006; Деревянко и др., 2009], может быть в самых общих чертах сопоставлено с концом позднего мела—началом палеоцена. Очевидно, что столь длительный перерыв, приведший к формированию углового несогласия и сопровождавшийся глубокой эрозией вершинной поверхности хр. Ломоносова, неизбежно должен был изменить характер осадконакопления также и в смежных областях. Последнее, в свою очередь, должно было привести к формированию мощной толщи заполнения в сопряженных впадинах и формированию заметной сейсмической границы, маркирующей окончание этапа размыва.

И действительно, как уже было показано выше, в разрезе впадин Амундсена и Подводников-Макарова, а также в присибироморской части хр. Ломоносова существует региональная опорная ОГ А, совпадающая с кровлей толщи заполнения — ССК-II₁. Благодаря своему яркому сейсмическому облику и устойчивым динамическим характеристикам эта граница легко распознается не только в пределах грабенообразных прогибов центральной и южной частей хр. Ломоносова (см. рис. 4—7), но также легко трассируется и за его пределы. Являясь согласной границей в абиссали, на поднятиях ОГ А приобретает отчетливые признаки эрозионного несогласия (см. рис. 4—6). За счет выпадения из разреза большей части ССК-II₁ (с пластовыми скоростями от 2.5 до 3.5 км/с) низкоскоростные осадки ССК-I₂ ($v_{пл} = 2.0—2.2$ км/с) залегают здесь непосредственно на эродированной кровле высокоскоростных отложений ССК-II₂ и ССК-III ($v_{пл} = 3.5—4.5$ км/с и более) (см. рис. 6), и в сейсмическом поле фиксируется ощутимый скачок пластовых скоростей [Jokat et al., 1995; Weigelt, 1998]. Своей максимальной мощности ССК-II₁ достигает в глубоких грабенах, располагающихся в непосредственной близости от гребневой части хребта и в сопряженных частях котловин (см. рис. 4—8). В результате в сейсмическом поле здесь фиксируется практически непрерывный постепенный устойчивый тренд увеличения пластовых скоростей вниз по разрезу (см. рис. 8).

Суммируя вышеописанное, можно высказать предположение о коррелируемости локальных толщ заполнения, локально распространенных в северной части хребта (LR-2/3) с регионально прослеживаемым осадочным комплексом ССК-II₁, а поверхности углового несогласия LU, маркирующего фазу окончания глубокого размыва хр. Ломоносова, с региональной опорной ОГ А (см. рис. 9). Это, в свою очередь, дает возможность применить геологическую модель, полученную по результатам буровых работ [Backman et al., 2008], к региональным сейсмическим данным и выполнить стратиграфическую привязку нашей сейсмической модели (см. рис. 9, 10).

Вторым важным стратиграфическим репером, расчленяющим кайнозойскую часть осадочного разреза, мы считаем среднеэоцен-раннемиоценовое несогласие в разрезе скв. М0004а (см. рис. 8), примерно совпадающее с границей сейсмических комплексов LR-3 и LR-4, установленных в гребневой части хребта [Backman et al., 2008]. Согласно модели Я. Бакмана и соавторов, граница маркирует значительное изменение палеообстановок в Арктике от застойного, изолированного мелководного морского бассейна к глубоководному океану с активной гидродинамикой и сопоставляется со временем открытия пролива Фрама [Thiede et al., 1990]. Сходные идеи высказывались и ранее. Так, согласно геологической модели строения разреза Ю.Г. Киселева [1986], смена мелководных морских обстановок на океанические в сейсмическом разрезе происходит на контакте отложений верхней (СЭ-1₁) и нижней частей (СЭ-1₂) «первого структурного этажа» (см. рис. 2). В предлагаемой нами сейсмической модели этому перерыву соответствует отражающая граница ОГ D₁, разделяющая ССК-I₁ и ССК-I₂, согласная во впадинах и имеющая некоторые признаки эрозионного несогласия на склонах хребта (см. рис. 9).

Выполнив таким образом стратиграфическую привязку двух опорных сейсмических реперов ОГ А(LU) и ОГ D₁, нам удалось привязать и остальные сейсмические комплексы (см. рис. 8). При этом мезозойская, практически не вскрытая бурением, часть разреза была сопоставлена с комплексом выполнения наиболее глубоких грабенов Лаптево-Восточносибироморской континентальной окраины [Государственная..., 2004; Виноградов и др., 2005] (рис. 11). Сопоставление показало хорошую коррелируемость скоростных параметров, тектонических позиций выделенных стратоней и унаследованность основных несогласий на шельфе и в глубоководной части [Рекант и др., 2011; Rekant et al., 2012].

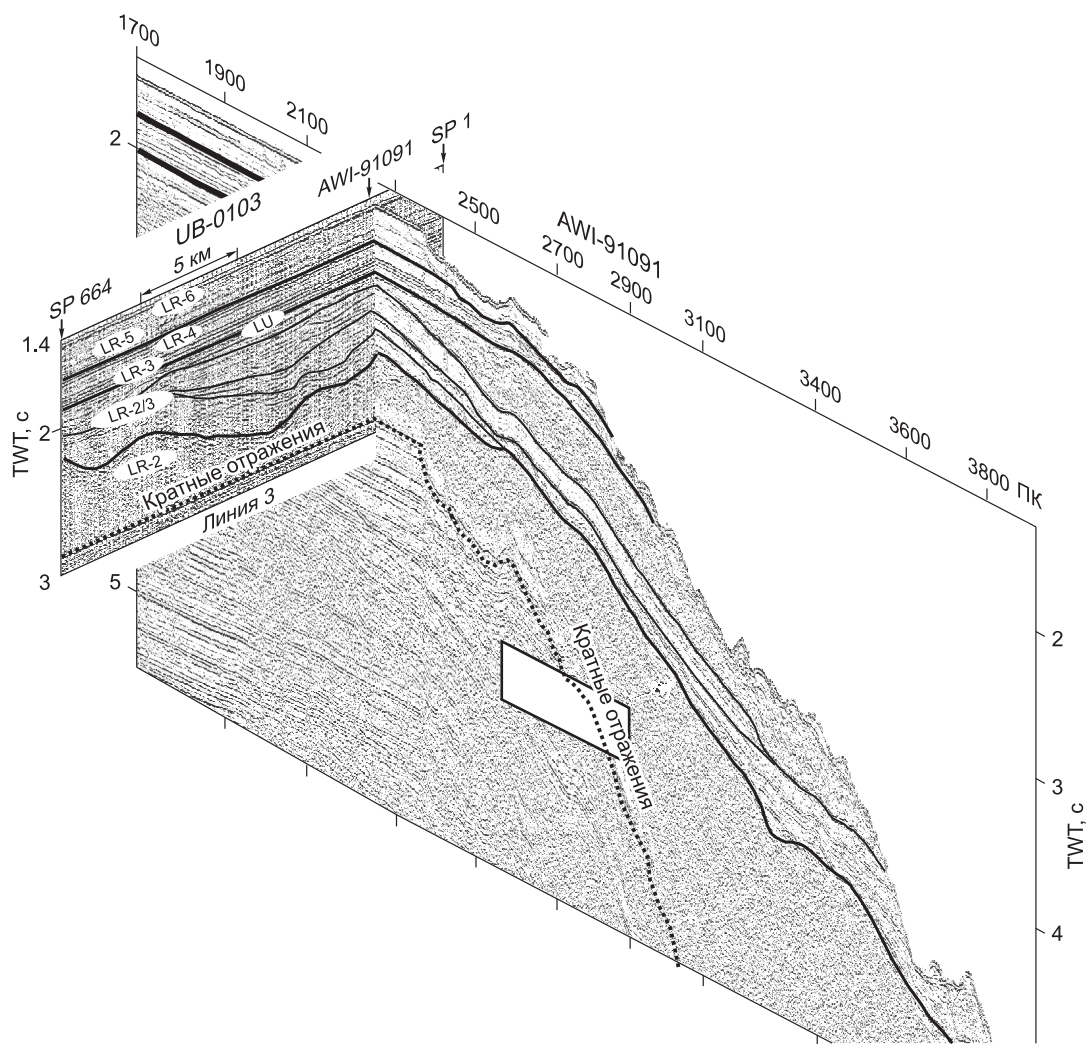


Рис. 10. Фрагменты сейсмических профилей UB-0103 [Backman et al., 2004] и AWI-91091 [Jokat, 2005].

Схема интерпретации приведена по [Jokat et al., 1995] с авторскими дополнениями. В понижениях эродированной кровли LR-2 ниже регионального несогласия LU, под горизонтально слоистой толщей LR-3 + LR-6 наблюдается сложнопостроенная пачка заполнения (LR-2/3 в нашей интерпретации), сформированная предположительно на кампан—палеоценовом эрозионном этапе за счет размыва и переотложения подстилающих отложений.

ССК-III и ССК-II₂, залегающие в самом основании комплекса выполнения грабенов, скоррелированы с отложениями балыктахской (K₁a-al) свиты и с позднемиоценовыми образованиями соответственно. ССК-II₁ сопоставляется с образованиями преимущественно палеоценового возраста. Нижняя часть ССК-I₂ может быть скоррелирована с отложениями палеоцена—эоцена на акватории морей Восточно-Сибирского и Лаптевых, которые отвечают сейсмокомплексу, ограниченному отражающими границами Л-IV и Л-V, и анжуйской свите Новосибирских островов [Государственная..., 2004]. Нерпичинская свита, образованная угленосными отложениями позднего олигоцена—раннего миоцена [Государственная..., 2004], сопоставляется в нашей сейсмической модели с верхней частью ССК-I₂. Самая верхняя часть разреза в пределах описываемого района выделена в ССК-I₁ и охватывает временной этап от среднего миоцена по голоцен, что коррелируется с образованиями канарчакской свиты, коррелятивной неотектоническому этапу развития региона.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опираясь на стратиграфическую привязку предлагаемой сейсмической модели, можно сделать следующие основные выводы.

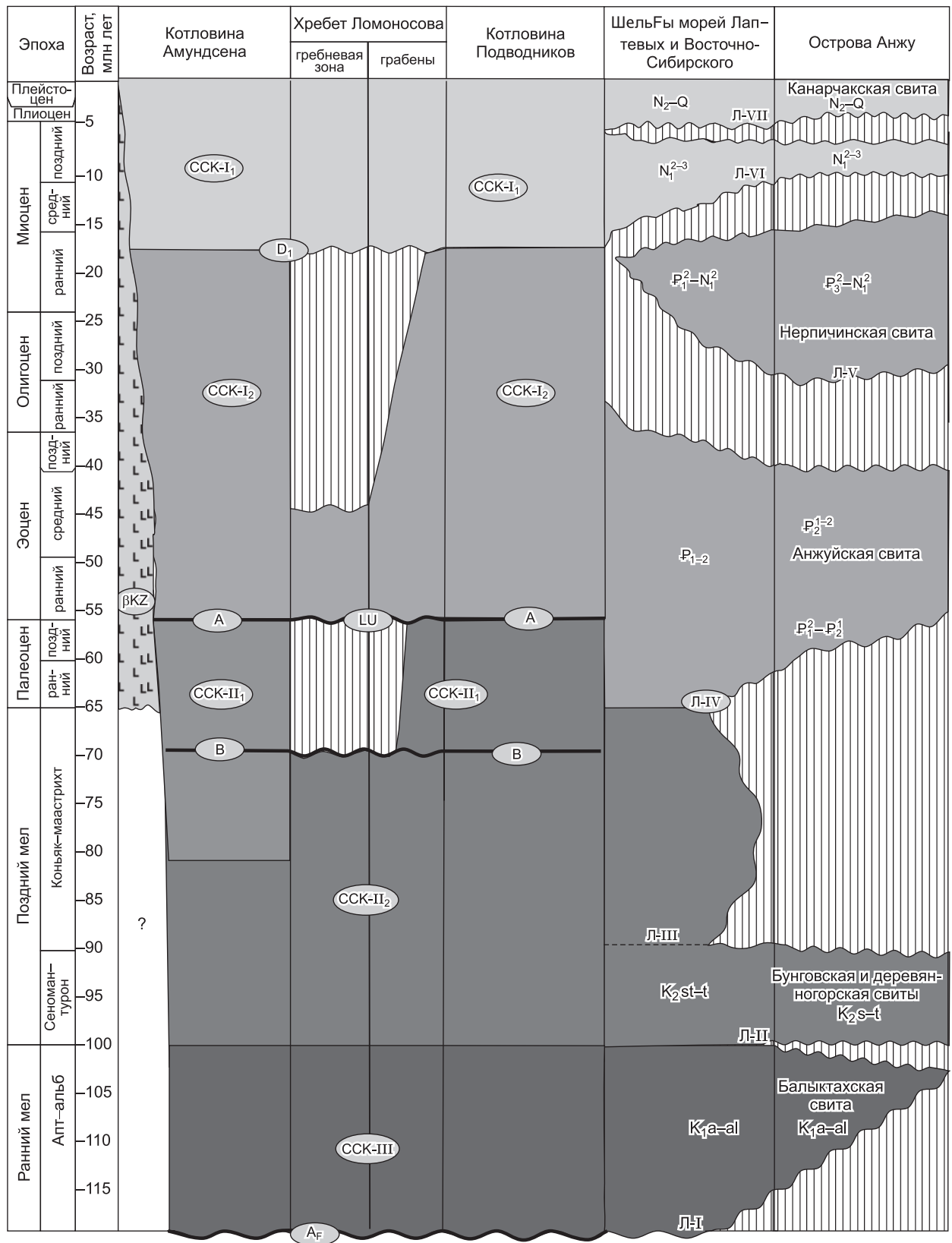


Рис. 11. Схема корреляции геологических разрезов хр. Ломоносова и прилегающей Лаптево-Восточносибирской континентальной окраины.

Начало формирования структурного каркаса хр. Ломоносова, заложения и развития горст-грабенной структуры хребта, оформления разломной зоны, ставшей периметром будущей глубоководной котловины Амундсена, относится к раннему мелу. В это время хр. Ломоносова представлял собой эпиконтинентальное поднятие, окруженное с запада и востока относительно мелководными морскими бассейнами [Backman et al., 2008]. В палеоцене в пределах современного хр. Ломоносова осадконакопление сменилось эрозионным этапом. Поднятые блоки гребневой зоны хребта активно эродировались, в смежных с ними морских мелководных бассейнах на месте современных котловин Амундсена и Подводников шло активное осадконакопление с образованием коррелятивной толщи терригенных осадков. Так или иначе, образовались выровненные вершинные поверхности горстовых структур. На Лаптевоморском шельфе, островной и материковой суше это время характеризуется режимом пенепленизации и формированием кор химического выветривания. Таким образом, заполнение грабенов осадками на хр. Ломоносова началось в апт-альбское время и закончилось полной компенсацией последних уже в палеоценовое время. Такая возрастная привязка комплекса заполнения грабенов является основным отличием нашей модели от моделей А.Е. Лангинен [Langinen et al., 2009], В.В. Буценко [2008] и А.А. Черных [Черных, Крылов, 2011], которые предполагают заполнение грабенов более молодыми — преимущественно кайнозойскими — образованиями.

Основными маркерами мел-палеоценового этапа в сейсмических разрезах являются угловое несогласие LU и локальные толщи заполнения LR-2/3 на гребне хр. Ломоносова, а также ССК-II, регионально развитый в прилегающих впадинах. Анализ областей распространения последнего позволил сделать вывод о широком развитии мел-палеоценовых образований в котловине Амундсена. Это может быть подтверждено результатами профилирования МОВ ОГТ в котловине Амундсена [Jokat et al., 1995], где сейсмические комплексы АВ-1 и АВ-2, сопоставляемые с палеоценовым этапом эрозии на гребне хребта, прослеживаются на расстоянии до 400 км вдоль профиля (примерно 200 км по ортогонали) от хр. Ломоносова в котловину Амундсена.

Этап активного погружения современных котловин до абиссальных глубин начался, судя по всему, не ранее конца олигоцена, а наиболее активная фаза этого процесса фиксируется в миоцене—плиоцене. Начало интенсивного формирования глубоководных впадин и разделяющего их поднятия хр. Ломоносова относится к рубежу поздний олигоцен—ранний миоцен и связано с постепенным углублением бассейна и сменой мелководных осадков глубоководными. Образование морфоструктуры хребта шло в условиях общего неравномерного погружения, определявшегося системой разломов, разбивших хребет на сегменты. Амплитуда и скорость погружения тех из них, которые впоследствии остались положительными морфоструктурами, была существенно меньше по сравнению с активно проседавшими соседними блоками. В целом же это была своеобразная система структур, состоящая из параллельно ориентированных подводных грабенов и горстов, местами слабо компенсированных осадками. Этому этапу развития региона соответствует ОГ D1, несогласная на поднятиях и входящая в виде согласной границы в единую толщу параллельно-слоистых отложений в абиссали.

Тектоническая структура хребта не может рассматриваться отдельно от структуры, прилегающей с юга Лаптево-Восточносибироморской континентальной окраины. Система грабенов, установленная в структуре осадочного чехла хр. Ломоносова, является структурным продолжением Новосибирской системы грабенов и горстов, выделяемой на шельфе [Государственная..., 2004; Виноградов и др., 2005], что подтверждается единством системы тектонических нарушений и комплексов осадочного выполнения грабенов.

ЛИТЕРАТУРА

Буценко В.В. Главные тектонические события истории Арктического океана по сейсмическим данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. СПб., 2008, 42 с.

Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного Арктического бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, Вып. 5. СПб., ВНИИОкеан-геология, 2004, с. 141—159.

Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб., Наука, 2008, 191 с.

Виноградов В.А., Лопатин Б.Г., Бурский А.З., Гусев Е.А., Морозов А.Ф., Шкарубо С.И. Основные итоги геологического картографирования масштаба 1:1 000 000 Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр, 2005, № 6, с. 45—52.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-53-56 — Остров Жохова. Объяснительная записка // СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 118.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000 000. Лист S-1,2 — Чукотское море. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2005, 60 с.

Дараган-Сушова Л.А., Поселов В.А., Дараган-Сушов Ю.И. Сейсмогеологический анализ моделей развития Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, с. 111—124.

Деменицкая Р.М., Киселев Ю.Г. Особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по сейсмическим исследованиям // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л., НИИГА, 1968, с. 33—46.

Деменицкая Р.М., Карасик А.М., Киселев Ю.Г. Итоги изучения земной коры в Центральной Арктике геофизическими методами // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 11. Л., Морской транспорт, 1962, с. 91—95.

Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, № 2(82), с. 78—84.

Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника, 2000, № 6, с. 43—58.

Заманский Ю.Я., Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Сорокин М.Ю. Сейсмические исследования земной коры в экспедиции «Арктика-2000» // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 24—31.

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.

Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М., Недра, 1986, 224 с.

Крылов А.А. Глубоководное бурение в Арктике // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике и Мировом океане в 2004 году (ежегодный обзор). СПб., ВНИИОкеангеология, 2005, с. 4—7.

Лебедева-Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Заманский Ю.Я., Сергеев М.Б. Сейсмическая модель земной коры вдоль геотраверса «Острова Де-Лонга — котловина Макарова» // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, с. 125—140.

Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических подъятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 2007, № 4, с. 48—59.

Рекант П.В., Гусев Е.А., Черных А.А., Зинченко А.Г., Басов В.А., Куприянова Н.В., Виноградов В.А., Бондаренко С.А., Зыков Е.А., Кабаньков В.Я., Супруненко О.И., Шустова Н.В., Усов А.Н., Коршунов Д.А. Геологическая карта. М-6 1:1 000 000. Серия Океанская. Лист U-53-56 — хр. Ломоносова. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011, 66 с. + 15 вкл.

Черных А.А., Крылов А.А. Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения на хребте Ломоносова // Докл. РАН, 2011, т. 440, № 4, с. 516—520.

Backman J., Moran K., Evans D., the Expedition 302 Project Team. ACEX — Arctic Coring Expedition: «Paleoceanographic and tectonic evolution of the central Arctic Ocean», Integrated Ocean Drilling Scientific Prospect. Vol. 302, Mission Specific Platform Scientific Prospectus No. 1 (May 2004). 2004. 58 p. doi:10.2204/iodp.sp.302.2004

Backman J., Moran K., McInroy D.B., Brinkhuis H., Clemens S., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koç N., Martinez N.C., Matthiessen J., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B.R., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St. John K.E.K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M. Sites M0001—M0004 // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, v. 302. College Station TX. USA. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., 2006, 169 p.

Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorini F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacceca 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, v. 23, doi: 10.1029/2007PA001476.

Franke D., Hinz K., Reichert C. Geology of East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: structures, evolution, and the implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res., 2004, v. 109, B07106, doi: 10.1029/2003JB002687.

Jakobsson M., Backman J., Rudels B., Nycander J., Frank M., Mayer L., Jokat W., Sangiorgi F., O'Regan M., Brinkhuis H., King J., Moran K. The Early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // Nature, 2007, v. 447, № 21, p. 986—990, doi:10.1038/nature05924

Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N // Geophys. J. Int., 2005, v. 163, p. 698—726.

Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int., 1995, v. 122, p. 378—392.

Kristoffersen Y. Seismic reflection surveys during Arctic Ocean-96. Yearbook 1995/96 // Swedish Polar Research Secretariat, 1997, p. 75—77.

Langinen A.E., Gee D.G., Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y. Correlations between the Lomonosov Ridge, 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.

Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattaccecchia J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature, 2006, v. 441, № 7093, p. 601—605.

Rekant P.V., Gusev E.A., Vinogradov V.A. Horst-graben structures in the Lomonosov Ridge sedimentary cover: history of formation and linkages with the Siberian shelf. Geophysical Institute Report UAG-R, Compilers: D.B. Stone, J.G. Clough, D.K. Thurston, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 2012, p. 165—167.

Sweeney J.F., Weber J.R., Blasco S.M. Continental ridges in the Arctic, LOREX constraints // Tectonophysics, 1982, v. 89, p. 217—238.

Thiede J., Clark D.L., Herman Y. Late Mesozoic and Cenozoic paleoceanography of the northern polar oceans // The geology of North America. Vol. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado, 1990, p. 427—458.

Weigelt E. The crustal structure and sedimentary cover of the Eurasian Basin, Arctic Ocean: results from seismic and gravity measurements // Report on Polar research. Berichte Polarforschung, 1998, № 261, 127 p.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2012 г.
А.Э. Конторовичем*

*Поступила в редакцию
28 июля 2010 г.*