

Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления

В результате интерпретации обширного массива сейсмических данных по Центрально-Арктическому региону и смежным шельфовым областям, анализа региональной геологической информации, подтвержденной буровыми данными, высказано предположение об олигоцене времени начала неотектонического этапа развития региона. Полученные данные позволяют соотнести время начала этапа глубоководного осадконакопления с границей эоцена и олигоцена, а не с нижним миоценом, как предполагалось ранее. Вертикальные дифференцированные движения привели к опусканию современных глубоководных впадин до абиссальных, а разделяющих их хребтов и поднятий – до батимальных глубин. Дифференцированное проседание Центрального бассейна Северного Ледовитого океана, очевидно, было парагенетично формированию региональной праводвиговой зоны вдоль Северо-Американской границы океана от района Северной Гренландии до дельты реки Маккензи.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, сейсмические исследования, эвриканская орогенезия, синокеанические отложения, неотектонический этап, палеоцен-эоценовый температурный максимум.

P. V. REKANT, D. I. LEONTIEV, E. O. PETROV (VSEGEI)

Neotectonic stage of the Arctic Basin evolution: New ideas, timing and regional correlation

The modern structure and morphology of the Central Arctic domain has been formed as a result of the Oligocene – Quaternary evolution stage. The neotectonic stage was triggered by the final episode of the Eurekan orogeny resulted in the formation of several complex deformation zones onshore of Canadian Arctic Archipelago, north and NE Greenland, and Svalbard, as well as offshore of the Beaufort Sea. Prior to this stage, the prototypic terrain of the Arctic Basin already comprised most of the modern morphological structures, however, it was characterized by fairly smooth local topographic relief. Ridges and plateaus were located within the distal neritic or upper bathyal zone, but the surrounding depressions occurred in the middle part of the bathyal zone. The blocky differential subsidence of the entire Arctic Basin occurred during the neotectonic stage.

Keywords: Arctic Basin, seismic reflection data, Eurekan orogeny, synoceanic deposits, neotectonic stage, Paleocene-Eocene Thermal Maximum.

Для цитирования: Рекант П. В., Леонтьев Д. И., Петров Е. О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 60–72.

Введение. Несмотря на свои сравнительно небольшие размеры, Северный Ледовитый океан (СЛО) продолжает оставаться наименее изученной глубоководной областью Земли. Одной из нерешенных до настоящего времени геологических загадок является время начала формирования современной морфоструктуры СЛО и механизм этого процесса. На современном уровне знаний мы с известной долей определенности можем лишь предположить, что современная морфоструктура СЛО оформилась в кайнозойе на заключительном этапе длительной тектонической эволюции региона. Непосредственно этому этапу предшествовал мезозойский период существования обширных изолированных и сравнительно мелководных морских бассейнов, занимавших большую часть современной площади Арктического бассейна. Очевидно, что морфоструктура этого периода принципиально отличалась от современной: иными были области сноса,

транзита и аккумуляции осадков. В настоящее время ни механизм формирования бассейна, ни тектонические триггеры, приведшие к серьезным морфоструктурным перестройкам, ни стиль этих преобразований до конца не ясны и требуют пристального изучения. Надежным маркером начала неотектонического этапа развития СЛО может служить смена в геологических разрезах мелководной биоты глубоководной. Теоретически в условиях современного Арктического бассейна подобные данные могут быть получены по результатам геологического опробования. Однако в реальности подавляющее большинство (до 99 %) геологических проб, отобранных в глубоководном бассейне СЛО, не вышли за пределы последнего миллиона лет [15], заведомо оставшись внутри толщи синокеанического слоя отложений – гемипелагических осадков, сформированных с момента начала возникновения океанической структуры СЛО.

В настоящее время единственным геологическим репером, фиксирующим начало этапа глубоководного осадконакопления, является керн глубоководной скв. АСЕХ-302, пробуренной в северной части Центрального сегмента хребта Ломоносова (ХЛ). Поскольку другие прямые сведения смены морских обстановок глубоководными в Центральной Арктике отсутствуют, эту работу мы посвятили анализу большого количества косвенных данных по смежным областям, а также оценке обширного массива сейсмических материалов. По нашему мнению, комплексная интерпретация сейсмогеологических данных способна с некоторой долей условности заменить прямые геологические наблюдения.

Методы и материалы. В основу настоящего исследования легли сейсмические профили, полученные в регионе в течение последних 40 лет (рис. 1). В распоряжении автора находятся материалы (опубликованные, фондовые, из открытых источников), сведенные в единый сейсмический проект интерпретационного пакета The Kingdom Suite. Его основу составляют данные более 800 сейсмических профилей, суммарной протяженностью, превышающей 200 000 пог. км и 200 пунктов пересчета пластовых скоростей МОВ ОГТ. Непосредственно для работы по данной тематике нами были использованы профили, полученные ОАО «Дальморнефтегеофизика»

и ОАО «МАГЭ» в конце прошлого и начале этого веков по шельфу Восточно-Сибирского и Чукотского морей [6; 12], и российских экспедиций «Арктика-2011, -2012, -2014» [1; 10]. В интерпретации использованы сейсмические профили: BGR (Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Ганновер, Германия), выполненные в регионе за 1993, 1994 и 1997 гг. [19], из рейсов немецкого НИЛ «Поларштерн» в 1991, 1998 и 2008 гг. [23–25], шведского ледокола «Oden» в 1996 г. [26] и американского – «Nealy» в 2005 г. [32]; а также сейсмические данные канадских экспедиций 2007–2011 гг. [17; 28] и американских – по Чукотскому поднятию и Канадской котловине [21]. На материалах государственной геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 [2; 11] основана верификация построений и датировки основных этапов перестройки региона.

В первую очередь при региональных корреляциях прослеживались структурные стили и региональные несогласия, и лишь во-вторую – совпадение волновой картины. Авторы исходили из того, что прослеживание сейсмических подразделений лишь на сходстве волновой картины [4] является методически уязвимым методом. При региональных корреляциях, использующих широкий спектр сейсмических профилей и различающихся методикой проведения, характеристиками аппаратуры, пневмоисточников и сейсмоприемников, а также графами обработки,

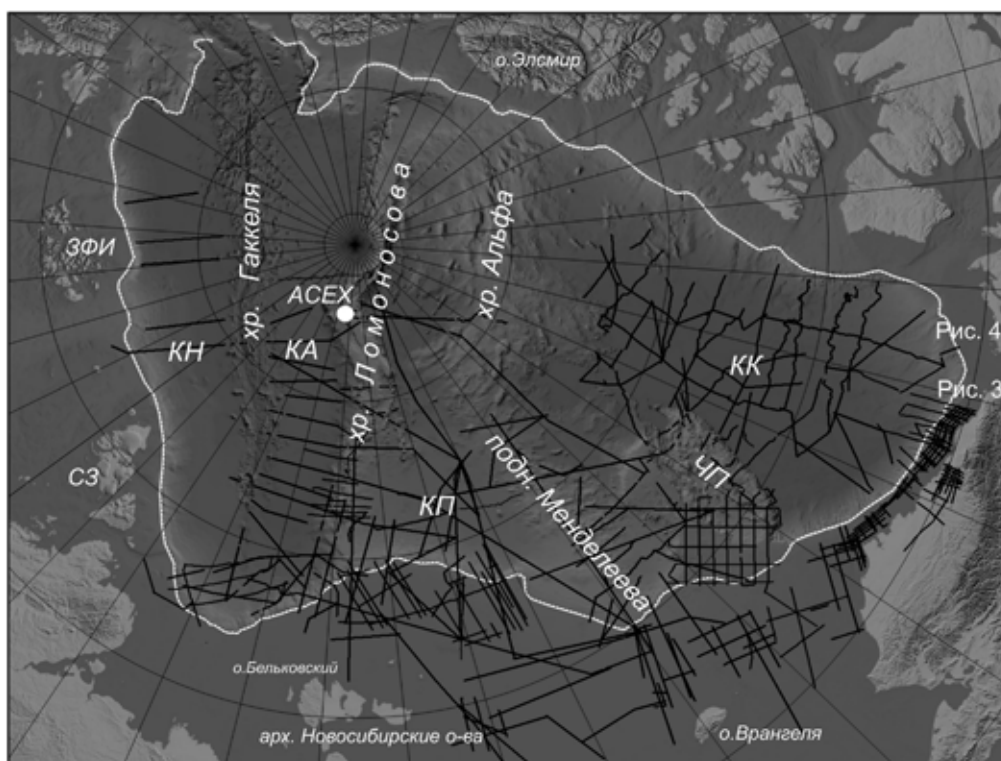


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей (показаны черными линиями), использованных в работе (см. пояснения в тексте)

СЗ – Северная Земля; котловины: КН – Нансена, КА – Амундсена, КП – Подводников, КК – Канадская; ЧП – Чукотское поднятие; АСЕХ – скважина глубоководного бурения АСЕХ-302

трудно рассчитывать на совпадение волновой картины даже по заведомо коррелируемым сейсмокомплексам. Сопоставление же волновых картин на удаленных профилях при отсутствии прямой передачи сейсмогоризонтов нам кажется крайне ненадежным. В настоящем исследовании большое количество используемых сейсмопрофилей дало возможность выполнять прослеживание региональных несогласий сразу по нескольким корреляционным ходам в обход зон потери корреляции.

Понятие «синокеанический слой», или «синокеанические отложения», было введено в обиход в пионерских работах, посвященных началу геолого-геофизического изучения глубоководного бассейна СЛО [5]. Под этими терминами подразумевается толща глубоководных осадочных образований, синхронных неотектоническому этапу эволюции региона, сформировавшему современную морфоструктуру глубоководного бассейна. Необходимым маркером этого периода является существование глубоководного седиментогенеза с характерными литологическими особенностями и наличием глубоководной биоты в геологических разрезах. Согласно сейсмической модели Ю. Г. Киселева [8], подошве синокеанического слоя соответствует отражающая граница D_1 (ОГ D_1).

Впервые фаунистически обоснованное время начала этапа глубоководного осадконакопления было получено по результатам бурения единственной арктической глубоководной скв. АСЕХ-302 на ХЛ. По данным Бэкмана и соавторов [16], начало неотектонического этапа определяется на 198-м метре разреза скважины по смене мелководно-морских и лагунных обстановок теплоэпиконтинентального бассейна на обстановку глубоководного полярного осадконакопления, близкого к современным условиям СЛО. Сопоставление временных сейсмических разрезов по профилям АW1-90090 и АW190091 и буровых данных демонстрирует, что этот интервал разреза достаточно четко позиционируется как граница сейсмокомплексов LR-4 и LR-5 [16; 22] (рис. 2). Согласно нашей модели, именно к этому интервалу приурочено положение ОГ D_1 , следовательно толща синокеанических осадков залегает над этим рефлексом.

Прослеживание ОГ D_1 по сети региональных сейсмических профилей позволяет установить характерный для этой границы структурный стиль [13; 14] (рис. 2 и 3), сохраняющийся на обширных пространствах глубоководного Арктического бассейна. Сейсмические характеристики разреза синокеанических образований (LR-5 и LR-6) стабильны на больших пространствах Центральной Арктики. Толща облекает неровности подстилающего рельефа, имеет параллельно-слоистую волновую картину. Мощность толщи, скоростные ($V_{пл}$ от 1,6 до 1,8 км/с) и динамические характеристики разреза также слабо варьируют по латерали.

Фаунистические данные АСЕХ, показывая кардинальную смену палеообстановок, требуют

наличия несогласия в этом буровом интервале. Как хорошо видно из сопоставления сейсмических и буровых данных, в пределах плосковершинной поверхности Центрального сегмента ХЛ рефлекс ОГ D_1 располагается внутри согласной параллельно-слоистой толщи и несогласие здесь носит скрытый стратиграфический характер (рис. 2). Рефлекс ОГ D_1 не выделяется ни выразительностью, ни динамическими характеристиками. В некоторых частях ряда профилей он, действительно, совпадает с кровлей серии интенсивных отражений. Однако существенно чаще этот рефлекс располагается внутри цуга идентичных рефлексов, и поэтому его выделение в разрезе невозможно без корреляционных процедур. Ключевыми участками для идентификации ОГ D_1 в разрезе стали фланговые участки ХЛ. На подавляющем большинстве профилей, проходящих через все перегибы склонов хребта в сторону глубоководных котловин, фиксируются отчетливые следы размыва до 150–200 м подстилающих отложений (рис. 2 и 3). При этом толща синокеанических осадков облекает зону размыва, а ее мощность на перегибе варьирует незначительно.

Несогласную отражающую границу с аналогичным стилем удастся проследить на юг вдоль всего гребня ХЛ, по всем сейсмическим профилям вплоть до 81° с. ш. Далее по системе корреляционных ходов эта граница была протрассирована через котловину Подводников до поднятия Альфа-Менделеева, на Чукотское плато, а также через Канадскую котловину, вплоть до поднятия Север (рис. 3) и шельфа моря Бофорта. Таким образом, на огромных площадях (> 2 млн км²) Центральной Арктики сейсмические характеристики синокеанической толщи — геометрия, мощность и волновая картина — изменяются плавно и незначительно, а структурный стиль несогласия в ее подошве постоянен.

Принимая во внимание региональную выдержанность структурного стиля и четкий морфологический контроль рефлектора D_1 , можно сделать вывод, что несогласие имеет региональный характер и обусловлено определенным тектоническим событием. Однако перед началом поиска подобного события следует рассмотреть детали его стратиграфической привязки.

Согласно фаунистическим определениям Бэкмана и соавторов [16], формирование плаща синокеанических отложений в гребневой части ХЛ начинается в раннем миоцене после длительного эоцен-олигоценного перерыва, охватившего интервал от 44,4 до 18,2 млн л. н. (на рис. 2 «молодая» модель). С этим же эпизодом геологической истории авторы связывают смену весьма теплых условий палеоцен-эоценового климатического оптимума на холодные бореальные синокеанического этапа. Таким образом, согласно официальной «молодой» модели АСЕХ-302 [16], из разреза выпадают отложения верхней половины эоцена, всего олигоцен и самые низы миоцена, а время морфоструктурной перестройки региона

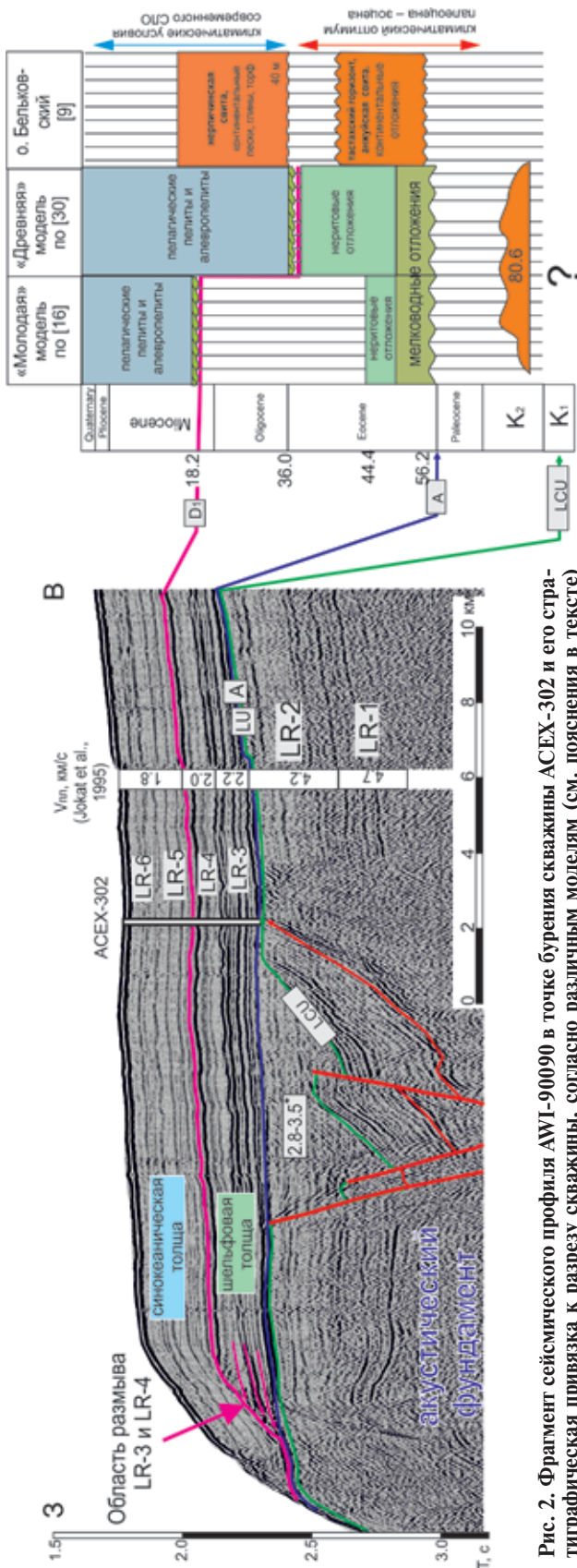


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля AWI-90090 в точке бурения скважины ACEX-302 и его стратиграфическая привязка к разрезу скважины, согласно различным моделям (см. пояснения в тексте)

сопоставляется с ранним миоценом в интервале около 18 млн л. н.

Чуть позже были опубликованы альтернативные «древние» модели стратиграфической привязки керна скважины, две из них опирались на ревизию палеонтологических данных [7; 15], а другая – на результаты изотопного анализа Re-Os системы [30]. Несколько различаясь в деталях, эти модели сходятся в главном – в отсутствии олигоценного перерыва и значительно более раннем времени наступления этапа глубоководного осадконакопления. Согласно им, смена шельфовых обстановок глубоководными происходит на границе эоцена и олигоцена (примерно 34–36 млн л. н.), а соответствующий стратиграфический перерыв не превышает нескольких тысяч лет (на рис. 2 «древняя» модель). В настоящее время «древняя» модель уже рассматривается немецкими учеными в числе возможных альтернатив традиционной «молодой» модели [31].

По нашему же мнению, «молодая» модель Бакмана и др. [16] с ее длительным эоцен-раннемиоценовым перерывом вступает в противоречие как с региональными геологическими данными по периферии Арктического бассейна, так и с косвенными – по бурению скв. ACEX. Во-первых, присутствие длительного перерыва на контакте сейсмокомплексов LR-4 и LR-5 противоречит литологическим, каротажным и сейсмическим данным. На 198-м метре разреза скважины не отмечается ни значительных изменений волновой картины, ни скачков плотности отложений, ни значимого изменения пластовых скоростей, неизбежных при существовании длительного перерыва и последовавшей кардинальной смены типа осадконакопления. Во-вторых, сам факт существования подобного перерыва в центральной части океанического бассейна весьма необычен и требует, как минимум, обоснованного объяснения. В «молодой» модели данный парадокс объясняется существованием эпизода ненакопления осадков что, по-нашему мнению, не выглядит убедительно для временного интервала длительностью более 20 млн лет.

В-третьих, проанализировав большой объем региональной геологической информации, мы пришли к выводу, что региональная перестройка морфоструктурного плана гораздо более вероятна на границе эоцена и олигоцена (около 34 млн л. н.), нежели в раннем миоцене (около 18 млн л. н.).

В своем исследовании мы основывались на следующей логике рассуждений. С началом неотектонического этапа Арктическая седиментационная система приобретает современные очертания и отчетливую циркумокеаническую зональность. В центре региона находится глубоководный конечный бассейн стока, окруженный областью транзита терригенных осадков на континентальном склоне и шельфе. На периферии располагается ряд областей сноса, поставляющих терригенный материал в океан. Если из разреза глубоководного бассейна выпадает весь олигоцен,

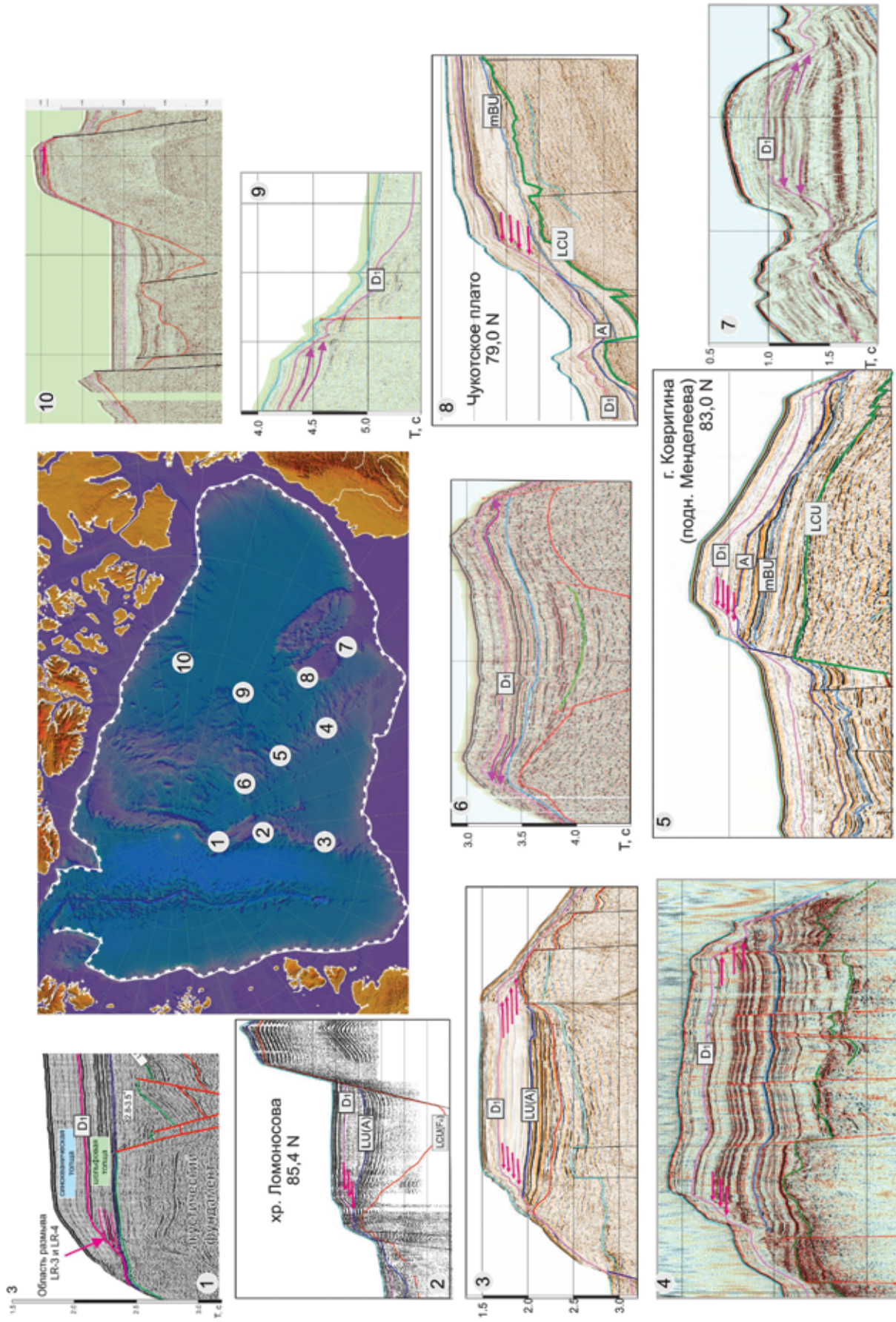


Рис. 3. Фрагменты сейсмических профилей через вершины основных поднятий СЛО

1–3 – хребет Ломоносова; 4–6, 9 – поднятие Менделеева-Альфа; 7, 8 – Чукотское поднятие; 10 – поднятие Север. Розовыми стрелками на сейсмических профилях обозначены характерные области размыва отложений под отражающим горизонтом D₁, позволяющие коррелировать эту сейсмическую границу на региональном уровне

то сравнимые перерывы должны фиксироваться на этом же стратиграфическом уровне и смежных шельфах. Однако региональные геологические данные демонстрируют, что олигоценовые образования широко представлены в регионе, а их разрезы не содержат заметных перерывов. Иными словами, олигоценый интервал характеризуется устойчивым осадконакоплением и, очевидно, неизменным морфоструктурным планом. Вместо этого есть ряд геологических предпосылок, позволяющих предполагать перестройку палеообстановки на границе эоцена и олигоцена, как это предполагается «древними» моделями.

Ближайшим к скв. АСЕХ-302 и хорошо изученным районом Арктики является архипелаг Новосибирские острова. Детально охарактеризованные разрезы кайнозоя острова Бельковский в полной мере подтверждают «древнюю» модель. Нерпичинская свита включает в себя полный и непрерывный разрез олигоцена, а кратковременный перерыв и угловое несогласие фиксируется в ее подошве на контакте с анжуйской свитой (эоцен) ~ 34 млн л. н. (рис. 2) [3; 9; 11].

Непрерывность олигоценового этапа осадконакопления в Центральной Арктике и существование перерыва в его основании также может быть показана на примере комплексных геолого-геофизических данных по шельфу моря Бофорта. Здесь, помимо большого количества сейсмических профилей, пробурено более 200 поисковых и параметрических скважин, что позволяет считать стратиграфическую привязку местной сейсмической модели [18; 20] весьма надежной. На шельфе моря Бофорта доказано существование мощной (до 4000 м) непрерывной осадочной толщи олигоцена (формация кугмаллит, дельтовые отложения). Установлено, что последняя была сформирована непосредственно после завершения этапа палеоцен-эоценовых компрессионных деформаций в Бофортском складчатом поясе и отделяется от подстилающей ее формации

ричардс структурным несогласием на уровне ~ 34 млн л. н. (рис. 4 и 5).

Кроме того, региональные исследования северного побережья Чукотки доказывают, что примерно к этому интервалу приурочено резкое похолодание в регионе. Тастахское потепление начала-середины эоцена — следствие общепланетарного климатического оптимума. Климат палеоцена — эоцена был близок к субтропическому с широким развитием широколиственных лесов из листопадных и вечнозеленых пород. Средняя температура января составляла +10–12 °С, июля +20–22 °С. На смену этому эпизоду приходит похолодание, в Арктике устанавливается близкая к современной циркуляция водных масс, начинает формироваться ледовый покров [3].

Региональный характер и тектонические причины возникновения несогласия по ОГ D₁ заставляют нас искать следы региональной перестройки, послужившей триггером смены не только экологического спектра биоты, но изменения морфоструктуры региона. Для детальной привязки ОГ D₁ к буровым данным в море Бофорта нами построен региональный корреляционный ход от восточного склона ХЛ до Канадской котловины. В результате было подтверждено совпадение ОГ D₁ с отражающим горизонтом Ног-30 [27], располагающимся в подошве олигоценовой формации кугмаллит [18]. Таким образом, прямая непрерывная корреляция ОГ D₁ дает возможность напрямую сопоставить его с буровыми данными по шельфу моря Бофорта и скоррелировать с границей эоцена — олигоцена (~ 34 млн л. н.).

По мнению ряда ученых [16], резкое похолодание в Арктике, пришедшее на смену температурному оптимуму палеоцена — эоцена, было спровоцировано раскрытием пролива Фрама и формированием современной модели водообмена между СЛО и Северной Атлантикой.

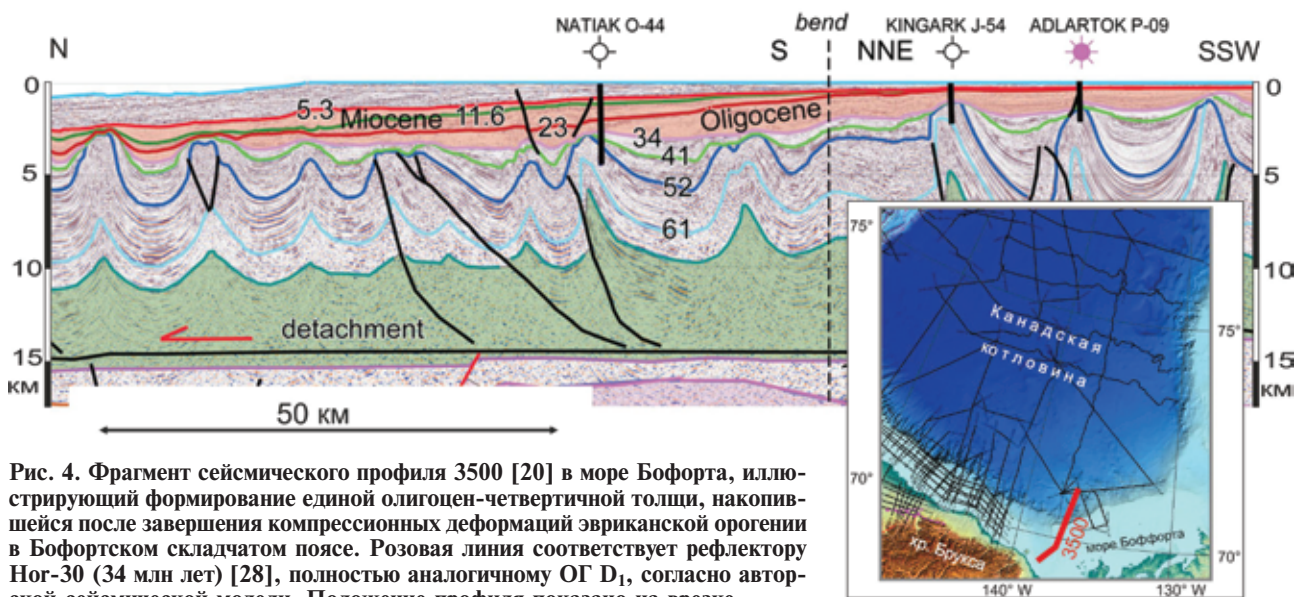


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля 3500 [20] в море Бофорта, иллюстрирующий формирование единой олигоцен-четвертичной толщи, накопившейся после завершения компрессионных деформаций эврикской орогении в Бофортском складчатом поясе. Розовая линия соответствует рефлектору Ног-30 (34 млн лет) [28], полностью аналогичному ОГ D₁, согласно авторской сейсмической модели. Положение профиля показано на врезке

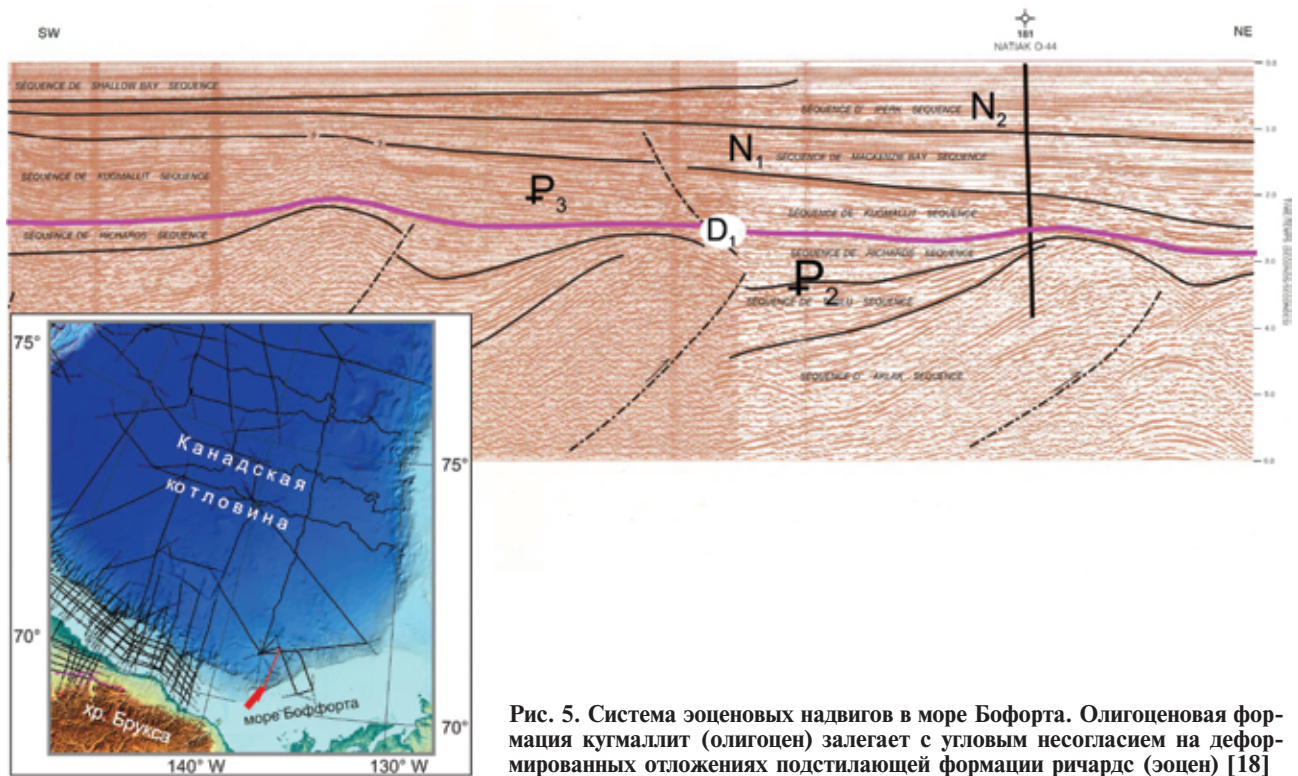


Рис. 5. Система эоценовых надвигов в море Бофорта. Олигоценная формация кугмаллит (олигоцен) залегает с угловым несогласием на деформированных отложениях подстилающей формации ричардс (эоцен) [18]

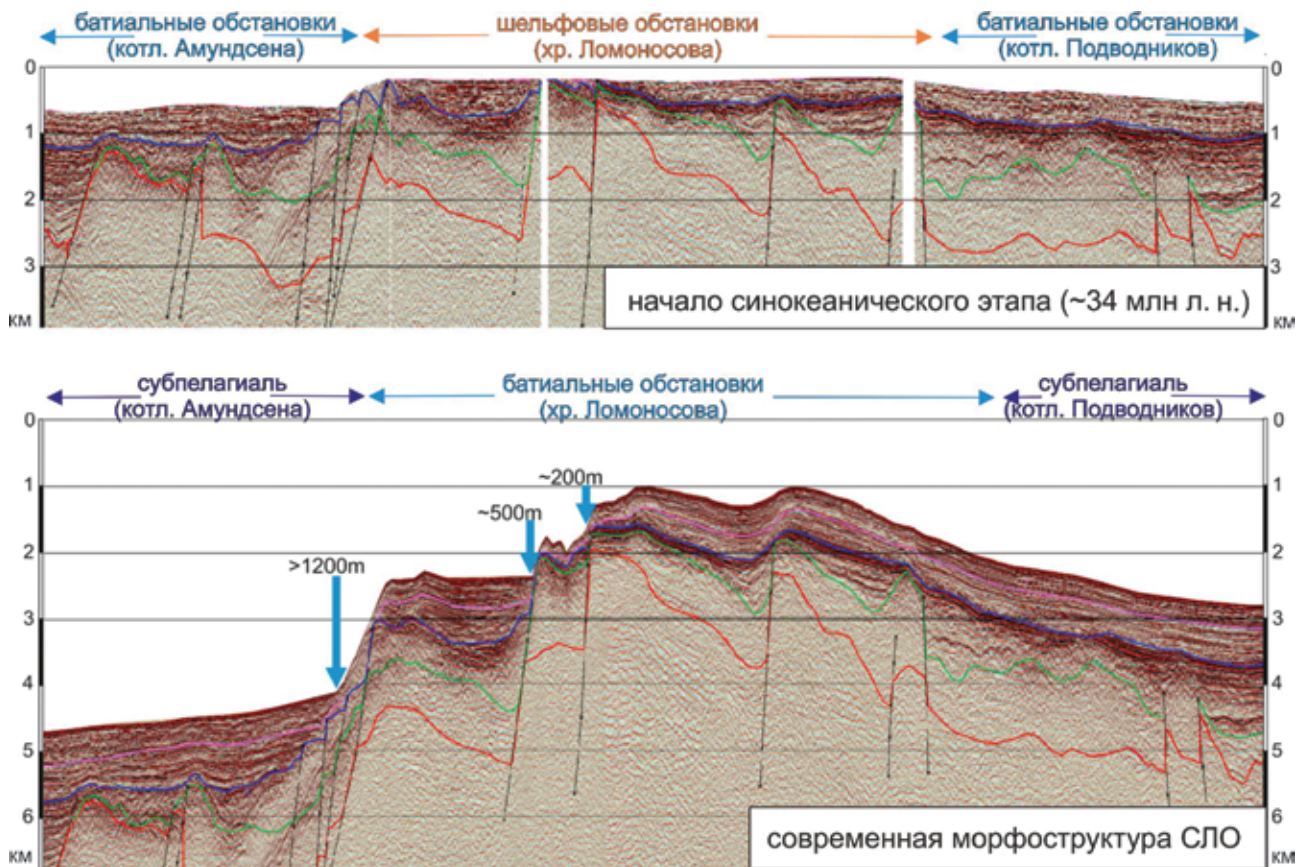


Рис. 6. Принципиальная модель формирования современной морфоструктуры СЛО на примере дифференцированного проседания хребта Ломоносова и смежных котловин в начале неотектонического этапа. В результате дифференцированных нисходящих тектонических движений гребневая область хребта Ломоносова погрузилась до глубин порядка 1–1,5 км, а смежные котловины Подводников и Амундсена до 2 и 3 км соответственно. Стрелки показывают предполагаемые амплитуды вертикальных движений по сети неотектонических нарушений

Важный реперный регион, позволяющий на основании геологических данных охарактеризовать тектонические события границы эоцена — олигоцена, располагается по другую сторону Арктического бассейна. В 2016 г. группой немецких ученых завершено обобщение полевых исследований области эвриканской орогении на Канадском архипелаге, севере и северо-востоке Гренландии, а также Свальбарде [29]. По этим данным, здесь фиксируется многофазная последовательность внутриконтинентальных компрессионных и сдвиговых деформаций эвриканской орогении, которая закончилась к началу олигоцена 34 млн л. н. В результате была сформирована сдвиговая зона Де-Гир, разделяющая Гренландию и Шпицберген, что в свою очередь послужило причиной раскрытия пролива Фрама.

Установленный глубоководным бурением на ХЛ переход от шельфовых обстановок к океаническим сопровождался значительными вертикальными движениями. Гребневая часть ХЛ, которая перед этим, судя по органическим остаткам, располагалась в литоральной области, для достижения батимальных глубин должна была опуститься как минимум на 900–1000 м. Смежные части котловин Макарова и Подводников опустились более чем на 2000 м, а восточная часть котловины Амундсена — не менее чем на 3000 м (рис. 6).

Таким образом, приведенные выше факты свидетельствуют о том, что этап активизации тектонических движений конца эоцена является крупным региональным событием. С его завершением началось дифференцированное проседание Центрального бассейна СЛО. К этому же временному

интервалу приурочена смена климатических условий и фациальных обстановок, фиксируемая на 198-м метре разреза скв. АСЕХ-302, а также региональный сейсмический рефлектор ОГ D₁.

Седиментационная система центральной части бассейна СЛО. После завершения стратиграфической привязки ОГ D₁ была проведена процедура оценки величин возможных корреляционных ошибок по пересечениям сейсмических профилей. Оценка проводилась стандартными инструментами The Kindom Suite. Сравнивая положение сейсмического рефлектора на пересекающихся профилях, этот инструмент позволяет графически оценить величину ошибки. После корректировки вертикальная невязка на большей части региона не превышает 10–20 м. Единичные более высокие значения невязки (в пределах 50–100 м) на пересечениях архивных профилей, очевидно, связаны с ошибками в пространственной привязке сейсмических пикетов.

После этого были построены структурная карта по ОГ D₁ (изогипсы подошвы синокеанического слоя), карта мощности синокеанических отложений, схема расположения кайнозойских клиноформ, а также впервые составлена схема неотектонических нарушений.

Анализ предолигоценного рельефа тесно связан с анализом сети неотектонических тектонических нарушений (рис. 7). Структурная карта была построена с учетом разломной сети. В результате предполагается, что неотектонический этап развития региона парагенетичен событиям конца эвриканской орогении [29]. Тектонические

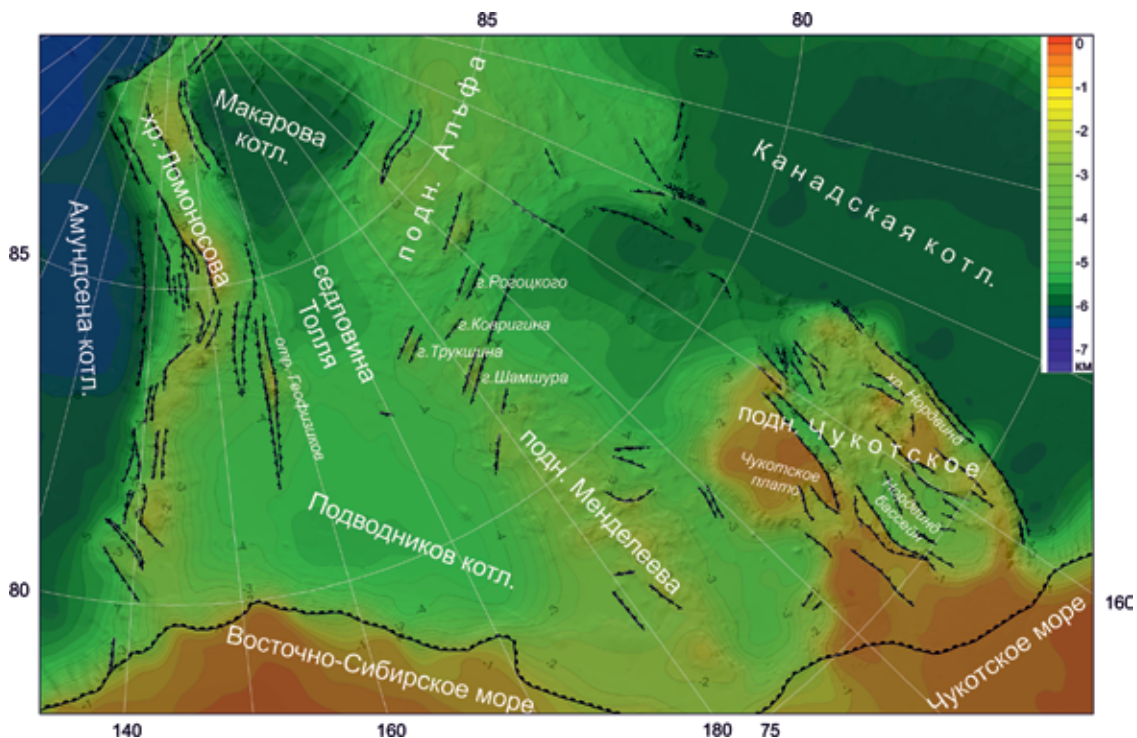


Рис. 7. Структурная карта подошвы синокеанической толщи (ОГ D₁, 34 млн л. н.). Черными линиями показаны тектонические нарушения, реактивированные в ходе неотектонического этапа эволюции СЛО, черной зубчатой — бровка современного шельфа

напряжения были реализованы в реактивации ограниченных фрагментов древней разломной сети. На примере ХЛ видно, что максимальное количество обновленных фрагментов дизъюнктивов приходится на крутой западный и обращенный в сторону котловины Амундсена фланг хребта. Возможно, таким образом были реализованы тектонические напряжения в Евразийском бассейне СЛО, связанные со спредингом на хребте Гаккеля. Зеркальная ситуация наблюдается на Чукотском поднятии, где максимально тектонизированным является склон, обращенный в сторону Канадской котловины. Примечательно, что центральная часть региона в пределах поднятия Альфа-Менделеева характеризуется весьма ограниченным количеством реактивированных разломов. Структурная карта показывает активизацию здесь весьма коротких фрагментов северо-восточного простирания. В результате были сформированы локальные поднятия таких подводных возвышенностей, как Рогоцкого, Трушкина, Шамшура, плато Почтарёва и др. Погружение котловины Подводников, очевидно, носило спокойный пликвативный характер.

Структура поверхности предолигоценного рельефа в общих чертах повторяет современную морфоструктуру СЛО (рис. 7). В рельефе поверхности уже фиксируются все современные положительные формы глубоководного ложа. Хребт Ломоносова представлен серией

кулисообразных горстов, возвышающихся над смежными котловинами на 1,5–2 км. Поперечное сечение ХЛ асимметрично. Максимальный уклон приурочен к западному флангу хребта, открывающегося в сторону котловины Амундсена. Менее контрастно выглядит в рельефе поднятие Альфа-Менделеева. Его относительные превышения над днищем смежных впадин составляют около километра. Максимально контрастен рельеф Чукотского поднятия, особенно его северный и восточный борта с амплитудой до 3–4 км.

Особенность неотектонического этапа – отсутствие тектонических нарушений вдоль современной бровки шельфа. Это свидетельствует о том, что вертикальные тектонические движения вдоль этой зоны не сопровождались нарушением сплошности пород и, несмотря на значительные амплитуды, часто носили пликвативный характер. В большинстве случаев бровка шельфа приурочена к перегибу аккумулятивной толщи проградационного наращивания осадочного чехла.

Анализ карты мощности синокеанических отложений позволяет нам разделить весь регион исследований на три седиментационные системы, состоящие из областей сноса, транзита и аккумуляции осадков (рис. 8).

Первая, характеризующаяся максимальными мощностями толщи (до 3 км), располагается на востоке, охватывая Канадскую котловину и ее периферию. Очевидно, что основной снос

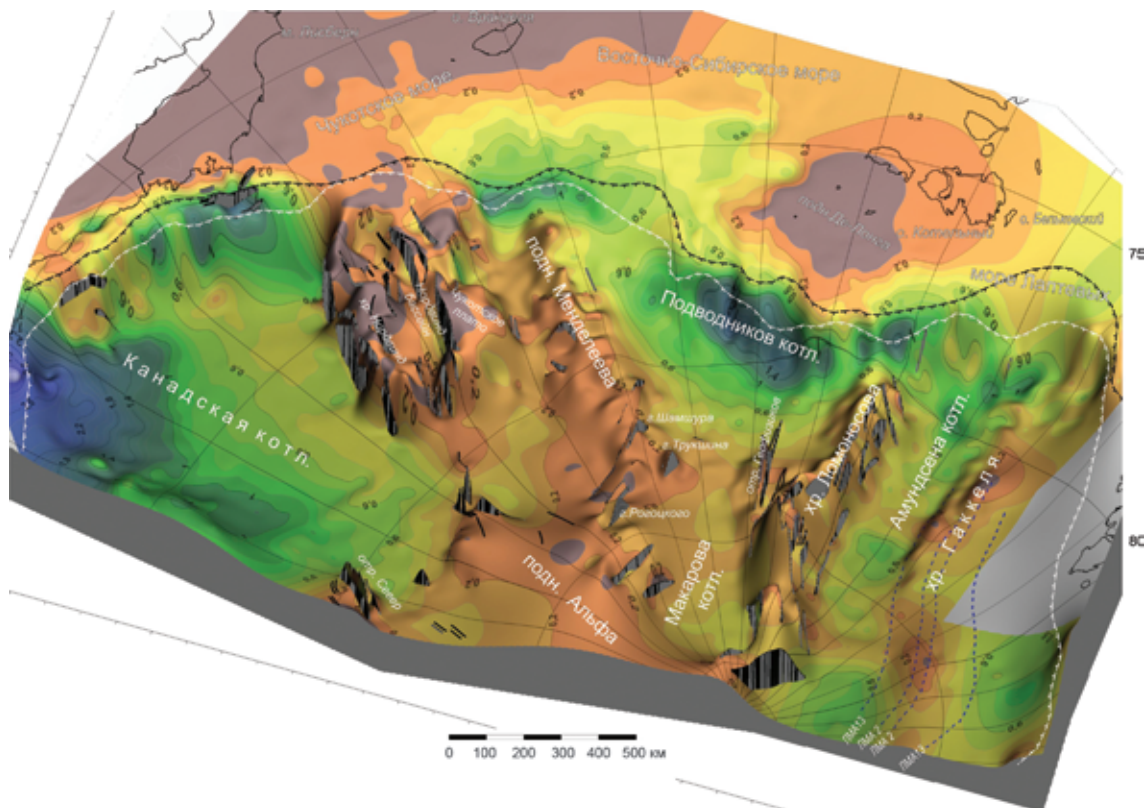


Рис. 8. Карта мощности синокеанических отложений. В качестве подложки использована псевдообъемная модель докеанического рельефа (ОГ D₁). Серые полигоны – тектонические нарушения, реактивированные в ходе неотектонического этапа эволюции СЛО. Белой зубчатой линией обозначена бровка шельфа начала неотектонического этапа, черной – бровка современного шельфа

осадков в Канадскую котловину шел со стороны восточной части хребта Брукса. Накоплению катастрофических мощностей осадков способствовали близость области сноса к депоцентру осадконакопления и эврикские тектонические движения в хребте Брукса. Сравнительно большие объемы терригенных осадков поставлялись в котловину и со стороны Канадского Арктического архипелага с островов Бэнкса, Мелвилл и принца Патрика. Незначительные области сноса фиксируются нами на восточном склоне хребта Нордвинд и в районе поднятия Север.

Вторую седиментационную систему образует обширный депоцентр на шельфе Восточно-Сибирского моря и в современной котловине Подводников. Средняя мощность осадков составляет 400 м. Области сноса для этой седиментационной системы послужили поднятие Де-Лонга, материковое обрамление и восточная часть Чукотского моря. В районе поднятия Альфа-Менделеева фиксируется область с незначительной мощностью синокеанических отложений, где накапливался так называемый конденсированный разрез.

Третья седиментационная система располагается в котловине Амундсена. Карта мощности синокеанических осадков демонстрирует существование здесь трех локальных депоцентров осадконакопления. Очевидно, область сноса для южного депоцентра служил шельф моря Лаптевых. Определение областей сноса для центрального и приполюсного депоцентра требует отдельного изучения. Сейсмические данные показывают, что ХЛ на этом этапе развития не мог служить источником терригенного материала, поскольку его

прибрежная часть перекрыта толщей синокеанических осадков мощностью ~ 200 м.

Важным объектом второй седиментационной системы является толща проградационного наращивания мощностью до 1500–1600 м, маркирующая собой зону современной бровки шельфа Восточно-Сибирского моря (рис. 8 и 9). Наиболее мощные осадочные тела приурочены к конусам выноса рек Маккензи, Индигирки, Колымы, а также палеодолин Северного склона Аляски, разгрузившихся через каньон Барроу.

При сравнении клиноформ неотектонического этапа с эоценовыми и палеоценовыми аналогами выделяется ряд характерных различий. Во-первых, наблюдается последовательная проградация клиноформ в сторону современного глубоководного бассейна. Особенно ярко это проявлено на севере Чукотского моря, где максимальная проградация клиноформной толщи с палеоцена по олигоцен включительно (с 65 до 23 млн л. н.) достигает более 200 км. Во-вторых, максимальная мощность (до 1500 м и более) и площадью покрытия обладают проградационные толщи эоценового периода, что может быть объяснено синхронностью этого седиментационного этапа и главного этапа эврикской орогении.

По сравнению с более древними проградационными толщами, клиноформы начала неотектонического этапа относительно маломощны (рис. 9) и занимают узкую, шириной не более 50 км, полосу в районе современной бровки шельфа. В палеорельефе синокеанические клиноформы образуют весьма крутой уступ, свидетельствующий о том, что формирование синокеанических клиноформ происходило в ходе

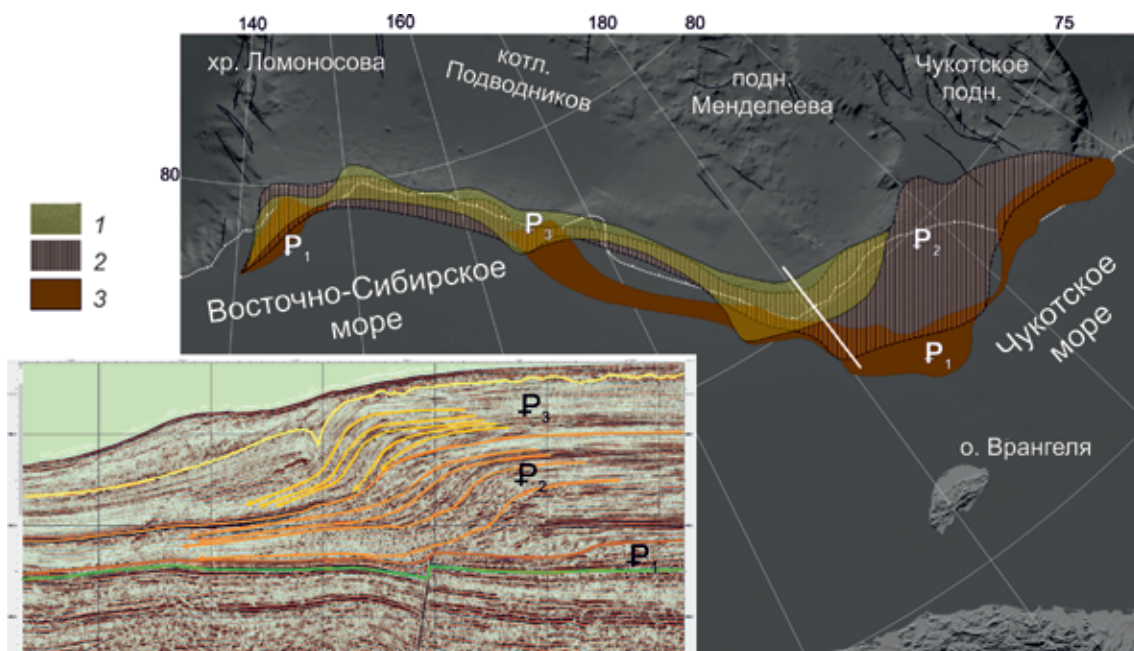


Рис. 9. Схема распространения проградационных комплексов палеоцена, эоцена и олигоцена на Восточно-Арктическом шельфе. Белой зубчатой линией обозначена современная бровка шельфа, белой прямой – положение фрагмента сейсмического профиля

Проградационные комплексы: 1 – олигоценовые, 2 – эоценовые, 3 – палеоценовые

короткого, но интенсивного эпизода тектонической активизации в начале олигоцена или в самом конце эоцена. Дифференцированное проседание морского дна у бровки шельфа было сконцентрировано в узкой полосе и привело к проградации бровки шельфа вглубь бассейна СЛО.

Сверху проградационная толща несогласно перекрыта, предположительно, N_1-Q комплексом осадков, выполняющих неровности комплекса клиноформ. Возрастной интервал этого этапа определить сложно. Мы весьма приблизительно соотносим его с концом миоцена — кварталом. Отсутствие клиноформ в верхней части разреза свидетельствует о спокойном тектоническом режиме в этом регионе на заключительном этапе эволюции. Однако последние выводы не относятся к внешней части шельфа моря Лаптевых, где, по сейсмическим данным, фиксируется множество молодых тектонических нарушений, смещающих отложения N_1-Q комплекса.

Выводы. Согласно комплексу геологических, буровых и геофизических данных, приведенных в статье, буровой интервал ~ 198 м в скв. АСЕХ-302 на ХЛ, сопоставляемый с перестройкой морфоструктурного плана региона и началом этапа глубоководной седиментации в Центральном бассейне СЛО, весьма уверенно коррелируется с геологическими событиями на границе эоцена и олигоцена (~ 34 млн л. н.).

Современная морфоструктура Центральной Арктики была в основном сформирована в ходе достаточно короткого тектонического события на границе эоцена и олигоцена. Палеорельеф начала синокеанического этапа характеризовался заметными меньшими превышениями и был сформирован уже в конце эоцена. Положение большинства современных морфоструктур унаследовано от древних морфоструктурных планов. Прототипы современных хребтов располагались на литоральных, а прототипы современных впадин — на батимальных глубинах. Дифференцированное проседание фиксируется в сейсмических разрезах по всей Центрально-Арктической области. Максимальные величины погружения (до ~ 3000 м) характерны для котловин Нансена и Амундсена. Впадины Макарова и Подводников опустились на ~ 2000 м, а гребневые зоны хребтов и поднятий примерно на ~ 1000 м.

Геологическими реперами глубокой морфоструктурной перестройки региона в ходе этого этапа могли служить смена мелководных обстановок глубоководными в гребневой части ХЛ и региональная система структурных и стратиграфических несогласий в интервале 34–36 млн л. н.: на шельфах морей Бофорта на контакте свит кугмаллит (олигоцен) и ричардс (эоцен) и Лаптевых — в подошве нерпичинской свиты.

Седиментационные обстановки этапа характеризовались отчетливой циркумокеанической зональностью. Обширные области сноса располагались в материковой части, шельфы в основном являлись областями транзита осадков. Области

интенсивного осадконакопления располагались непосредственно под бровкой шельфа морей Бофорта, Восточно-Сибирского и Чукотского. Конечный глубоководный бассейн стока располагался в центре региона.

Тектоническим триггером начала неотектонического этапа, очевидно, послужили финальные эпизоды эврикской складчатости, фиксируемой на севере Гренландии, Канадском Арктическом архипелаге, Шпицбергене и шельфе моря Бофорта. В результате достаточно короткого тектонического события (~ 36–34 млн л. н.) произошли активизация части древних дизъюнктивов и, как следствие, дифференцированное вертикальное погружение глубоководной области. Тектонические напряжения, возникающие при формировании Евразийского бассейна, реализовывались оживлением коротких сегментов мезозойских дизъюнктивов вдоль западного фланга ХЛ. Асимметричность поперечного сечения ХЛ с крутым западным флангом и пологим восточным была сформирована именно на этом этапе. В котловине Подводников фиксируется лишь одно место реактивации МЗ разломной сети. На поднятии Менделеева сформированы локальные поднятия гор Трукшина, Рогоцкого, Шамшура, плато Т-3 и Почтарёва и др. Контрастные тектонические движения фиксируются в пределах Чукотского плато, где была активизирована субмеридиональная система палеозойских и мезозойских тектонических нарушений. Новейшие разломы здесь обладают сбросовой кинематикой и лишь частично выражены трансензионными нарушениями в зоне сочленения с шельфом.

Настоящая работа выполнена в отделе сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ в рамках Государственных заданий Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 и № 049-00013-19-00 за 2018 и 2019 гг.

Авторы выражают благодарность Н. Н. Соболеву и С. П. Шокальскому за научные консультации по теме статьи и поддержку в работе.

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / под ред. В. Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. — 291 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) — Билибино. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. — 146 с. + 6 вкл.

3. Гриненко О. В., Сергеенко А. И., Белолобский И. Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. — 1997. — № 8. — С. 14–20.

4. Дараган-Сушова Л. А. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, Л. Р. Гринько, Н. А. Петровская // Геотектоника. — 2015. — № 6. — С. 3–19.

5. Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г. Особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной

части хребта Ломоносова по сейсмическим исследованиям // Геофизические методы разведки в Арктике. — Л.: НИИГА, 1968. Т. 5. — С. 33–46.

6. Инновационный вектор развития ОАО «МАГЭ»: Сб. науч. ст. / под ред. Г. С. Казанина, Г. И. Иванова. — СПб., 2017. — 264 с.

7. Ким Б. И., Глейзер 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.

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

9. Кузьмичев А. Б. Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых / А. Б. Кузьмичев, Г. Н. Александрова, А. Б. Герман, М. К. Данукалова, А. Н. Симакова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2013. — № 4 (21). — С. 91–116.

10. Морозов А. Ф. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий / А. Ф. Морозов, О. В. Петров, С. П. Шокальский, С. Н. Кашубин, А. А. Кременецкий, М. Ю. Шкатов, Е. А. Гусев, Г. Э. Грикуров, П. В. Рекант, С. С. Шевченко, С. А. Сергеев, В. В. Шатов // Региональная геология и металлогения. — 2013. — № 53. — С. 34–55.

11. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология / под ред. М. К. Косыко, В. И. Ушакова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. — 137 с.

12. Петровская Н. А., Савишкина М. А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2014. — Т. 9, № 3. — С. 1–26.

13. Рекант П. В. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ / П. В. Рекант, О. В. Петров, С. Н. Кашубин, А. В. Рыбалка, И. Ю. Винокуров, Е. А. Гусев // Региональная геология и металлогения. — 2015. — № 64. — С. 11–27.

14. Рекант П. В., Гусев Е. А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. — 2012. — Т. 53, № 11. — С. 1497–1512.

15. Черных А. А., Крылов А. А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. — 2017. — Т. 57, № 5. — С. 745–756.

16. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacesca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoclimatology. — 2008. — Vol. 23. — <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>

17. Coakley B., Brumley K., Lebedeva-Ivanova N., Mosher D. Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time // Journal of the Geological Society. — 2016. — <https://doi.org/10.1144/jgs2016-082>

18. Dixon J. (Ed.). Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area // Geological survey of Canada. — Miscellaneous Report 59. — 1996. — 173 p.

19. Franke D., Hinz K. Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic // Stephan Mueller Special Publication Series. — 2009. — Vol. 4. — Pp. 35–44.

20. Helwig J. et al. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential // Geological Society, London, Memoirs. — 2011. — No. 1, Chpt. 35. — Pp. 527–543.

21. Ilhan I., Coakley B. J., Houseknecht D. W. Meso-Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin // Marine and Petroleum Geology. — 2018. — <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.04.014>

22. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // Geophysical Journal International. — 2005. — Vol. 163. — Pp. 698–726.

23. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. — 2013. — Vol. 40, No. 19. — Pp. 5047–5051.

24. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. — 2004. — Vol. 31. — <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>

25. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophysical Journal International. — 1995. — Vol. 122. — Pp. 378–392.

26. Kristoffersen Y. The Eurasia Basin: an update from a decade of geoscientific research // Polarforschung. — 2000. — Vol. 68. — Pp. 11–18.

27. Mosher D. C., Shimeld J., Hutchinson D., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R. Canada Basin revealed // OTC Arctic Technology Conference. — Houston, Texas, USA. — 2012. — 11 p. — <https://doi.org/10.4043/23797-MS>

28. Mosher D. C., Shimeld J. W., Hutchinson D. R., Jackson H. R. Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011) // Geological Survey of Canada. — 2016. — <https://doi.org/10.4095/297590>

29. Piepjohn K., Gosen W. von, Tessensohn F. The Eurekan deformation in the Arctic: an outline // Journal of the Geological Society. — 2016. — Vol. 173, No. 6. — Pp. 1007–1024.

30. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. — 2011. — Vol. 38. — <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>

31. Stein R., Jokat W., Niessen F., Weigelt E. Exploring the long-term Cenozoic Arctic Ocean climate history: a challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP) // Arktos. — 2015. — Vol. 1. — 3 p. — <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0012-x>

32. Triesenberg P. J., Hart P. E., Childs J. R. National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS) // A USGS data website of marine seismic reflection data within the U. S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release [Электронный ресурс]. — URL: 10.5066/F7930R7P

1. Арктический бассейн (геология и морфология) [Arctic basin (geology and morphology)]. Ed. by V. D. Kaminskogo. St. Petersburg: VNIIOkeanogeologiya. 2017. 291 p.

2. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seriya). List R-58—(60) Bilibino. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (new series). Sheet R-58—(60) Bilibino. Explanatory note]. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 1999. 146 p. + 6 vkl.

3. Grinenko O. V., Sergeenko A. I., Belolyubskiy I. N. Stratigraphy of Paleogene and Neogene deposits of the North-East of Russia. *Otechestvennaya geologiya*. 1997. No. 8, pp. 14–20. (In Russian).

4. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Grin'ko L. R., Petrovskaya N. A. Geology and tectonics of the northeast of the Russian Arctic (according to seismic data). *Geotectonics*. 2015. No. 6, pp. 3–19. (In Russian).

5. Demenickaya R. M., Kiselev Yu. G. Features of the structure, morphology of the sedimentary cover of the central part of the Lomonosov Ridge according to seismic studies. *Geophysical methods of exploration in the Arctic*. Leningrad: NIIGA. 1968. Vol. 5. Pp. 33–46. (In Russian).

6. Innovatsionnyy vektor razvitiya OAO «MAGE» [Innovative vector of development of MAGE OJSC]: Sb. nauch. st. Ed. by G. S. Kazanina, G. I. Ivanova. St. Petersburg. 2017. 264 p.
7. Kim B. I., Gleyzer Z. I. Sedimentary cover of the Lomonosov Ridge (stratigraphy, history of the formation of the cover and structure, age dating of seismic complexes). *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2007. Vol. 15. No. 4, pp. 63–83. (In Russian).
8. Kiselev Yu. G. Glubinnaya geologiya Arkticheskogo basseyna [Deep geology of the Arctic basin]. Moscow: Nedra. 1986. 224 p.
9. Kuz'michev A. B., Aleksandrova G. N., German A. B., Danukalova M. K., Simakova A. N. Paleogene-Neogene deposits of Belkovsky Island (Novosibirsk Islands): to the characterization of sedimentary cover in the eastern shelf of the Laptev Sea. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2013. Vol. 21. No. 4, pp. 91–116. (In Russian).
10. Morozov A. F., Petrov O. V., Shokal'skiy S. P., Kashubin S. N., Kremenetskiy A. A., Shkatov M. Yu., Gusev E. A., Grikurov G. E., Rekant P. V., Shevchenko S. S., Sergeev S. A., Shtatov V. V. New geological data confirming the continental nature of the Central Arctic uplifts area (first results of studying bottom rock material collected by "Arctic-2012" expedition). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2013. No. 53, pp. 34–55. (In Russian).
11. Ostrov Vrangelya: geologicheskoe stroenie, mineralogiya, geoekologiya [Wrangel Island: geological structure, mineralogy, geoecology]. Ed. by M. K. Kos'ko, V. I. Ushakova. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2003. 137 p.
12. Petrovskaya N. A., Savishkina M. A. Comparison of seismic complexes and major disagreements in the sedimentary cover of the shelf of the Eastern Arctic. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. 2014. Vol. 9. No. 3, pp. 1–26. (In Russian).
13. Rekant P. V., Petrov O. V., Kashubin S. N., Rybalka A. V., Vinokurov I. Yu., Gusev E. A. The history of the formation of the sedimentary cover of the deepwater part of the Arctic basin according to seismic data from the MOV-OGT. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2015. No. 64, pp. 11–27. (In Russian).
14. Rekant P. V., Gusev E. A. Seismological and geological model of the structure of sedimentary cover in the near-Left part of the Lomonosov Ridge and adjacent deep-water basins of Amundsen and Podvodnikov. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53, No. 11, pp. 1497–1512. (In Russian).
15. Chernykh A. A., Krylov A. A. Duration, causes and geodynamic significance of the Middle Cenozoic interruption in sedimentation in the polar part of the Lomonosov Ridge (based on drilling materials IODP-302-ACEX). *Okeanologiya*. 2017. Vol. 57, No. 5, pp. 745–756. (In Russian).
16. Backman, J., Jakobsson, M., Frank, M., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., Stickley, C., O'Regan, M., Løvlie, R., Pälike, H., Spofforth, D., Gattacecca, J., Moran, K., King, J., Heil, C., 2008: Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
17. Coakley, B., Brumley, K., Lebedeva-Ivanova, N., Mosher, D. 2016: Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time. *Journal of the Geological Society*. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-082>
18. Dixon, J. (Ed.). 1996: Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area. *Geological survey of Canada*. Miscellaneous Report 59. Minister of Natural Resources Canada. 173.
19. Franke, D., Hinz, K. 2009: Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic. *Stephan Mueller Special Publication Series*. 4. 35–44.
20. Helwig, J. et al. 2011: Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential. *Geological Society, London, Memoirs*. 1. 35. 527–543.
21. Ilhan, I., Coakley, B. J., Houseknecht, D. W. 2018: Meso-Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.04.014>
22. Jokat, W. 2005: The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N. *Geophysical Journal International*. 163. 698–726.
23. Jokat, W., Ickrath, M., O'Connor, J. 2013: Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 19. 40. 5047–5051.
24. Jokat, W., Mickisch, U., 2004: Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
25. Jokat, W., Weigelt, E., Kristoffersen, Y. 1995: New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. *Geophysical Journal International*. 122. 378–392.
26. Kristoffersen, Y. 2000: The Eurasia Basin: an update from a decade of geoscientific research. *Polarforschung*. 68. 11–18.
27. Mosher, D. C., Shimeld, J., Hutchinson, D., Chian, D., Lebedeva-Ivanova, N., Jackson, R. 2012: Canada Basin Revealed. *OTC Arctic Technology Conference, Houston, Texas, USA*. 11. <https://doi.org/10.4043/23797-MS>
28. Mosher, D. C., Shimeld, J. W., Hutchinson, D. R., Jackson, H. R. 2016: Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011). *Geological Survey of Canada*. <https://doi.org/10.4095/297590>
29. Piepjohn, K., Gosen, W. von, Tessensohn, F. 2016: The Eureka deformation in the Arctic: an outline. *Journal of the Geological Society*. 173. 6. 1007–1024.
30. Poirier, A., Hillaire-Marcel, C. 2011: Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>
31. Stein, R., Jokat, W., Niessen, F., Weigelt, E. 2015: Exploring the long-term Cenozoic Arctic Ocean climate history: a challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP). *Arktos*. 1. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0012-x>
32. Triesenberg, P. J., Hart, P. E., Childs, J. R. National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS). *A USGS data website of marine seismic reflection data within the U. S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release*. URL: 10.5066/F7930R7P

Рекант Павел Витольдович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>

Леонтьев Денис Игоревич – зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Петров Евгений Олегович – канд. геол.-минерал. наук, директор центра, ВСЕГЕИ¹. <evgeniy_petrov@vsegei.ru>

Rekant Pavel Vitol'dovitch – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>

Leontiev Denis Igorevich – Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Petrov Evgeniy Olegovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director of the Center, VSEGEI¹. <evgeniy_petrov@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.