

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

А.В. Мордасова, А.А. Сулова, А.В. Ступакова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Нижнемеловые отложения – наименее изученный интервал разреза, вскрытого скважинами в акватории Баренцева моря. На основе принципов сейсмической стратиграфии и циклостратиграфии исследовано геологическое строение нижнемеловых отложений. Выделенные сейсмостратиграфические комплексы, подкомплексы и циклиты, которые рассматриваются как основные осадочные комплексы, сформированные в разные этапы геологического развития региона и, как следствие, обладающие разными перспективами для поисков месторождений нефти и газа. Неокомские отложения имеют клиноформенное строение. Детальный анализ геометрии и размеров клиноформенных тел позволил провести их классификацию и выяснить условия осадконакопления.

Ключевые слова: Южно-Баренцевская впадина, меловые отложения, сейсмостратиграфические комплексы, клиноформа, циклит, несогласие, поверхность затопления, обстановка осадконакопления

DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.5>

Для цитирования: Мордасова А.В., Сулова А.А., Ступакова А.В. Сейсмостратиграфические комплексы нижнемеловых отложений Баренцева моря. *Георесурсы*. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 36-42. DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.5>

Введение

Необходимость исследований строения нижнемелового терригенного комплекса Баренцева моря обусловлена наличием нефтяных и газовых скоплений в валанжин-барремских отложениях западной части шельфа – Салина, Скалле и Нунатак (Seldal, 2005), и единичных газопроявлений в аптских отложениях восточной части Баренцева моря (Борисов и др., 1995). Нижнемеловые отложения Баренцевоморского региона обладают доказанной нефтегазоносностью и являются наиболее доступными для бурения в акватории. Однако перспективы дальнейших открытий месторождений углеводородов в нижнемеловых отложениях остаются невыясненными.

Изучение геологического строения терригенных нижнемеловых отложений Баренцевоморского шельфа основано на принципах сейсмостратиграфического и циклостратиграфического анализа. Фактическим материалом для исследований послужили каротажные данные по 15 скважинам, пробуренным на шельфе Баренцева моря в 1980-1990 гг., и временные сейсмические разрезы МОВ ОГТ 2Д с длиной записи 10-12 сек., полученных ОАО «МАГЭ» в 2007-13 гг. (Рис. 1). В тектоническом отношении район исследований приурочен к Восточно-Баренцевскому мегапрогибу. К основным депоцентрам относятся Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины и трог Св. Анны, разделенные Альбановско-Горбовской, Лунинской, Лудловской и Штокмановской седловинами (Ступакова и др., 2011).

Меловая система представлена терригенными отложениями, которые выходят на поверхность современного дна Баренцева и Печорского морей. Базальты мелового возраста обнажены на арх. Земля Франца-Иосифа. Мощность меловых отложений достигает 2400 м в центральной части Южно-Баренцевской впадины, сокращаясь на седловинах до 1300 м.

Методика исследований

Основными факторами, определяющими процессы терригенного осадконакопления в водном бассейне,

являются колебания уровня моря, тектонический режим бассейна и объем сносимого осадочного материала, которые совместно определяют изменения относительного уровня моря (ОУМ) (Catuneanu, 2002). Эвстатические колебания уровня моря и тектоническая активность определяют глобальную цикличность осадконакопления и прирост аккомодационного пространства. Снос обломочного материала с суши определяет характер заполнения аккомодационного пространства (Posamentier, Allen, 1999). Палеорельеф бассейна как результат тектонического режима определяет обстановки осадконакопления и распределение фаций, а также контролирует пути транспортировки осадочного материала.

В периоды резкого понижения уровня моря и максимальной регрессии формируются несогласия и коррелятивные им согласные поверхности. В периоды трансгрессии и расширения морского бассейна формируются морские глинистые отложения, которые перекрывают неравномерно размытые нижележащие породы. С началом трансгрессии, как правило, связаны границы циклитов и поверхности затопления. В периоды самых обширных трансгрессий происходит формирование поверхностей максимального затопления, которые представлены, как правило, конденсированными глинистыми отложениями.

Используя каротажные данные, главным образом диаграммы гамма-каротажа, основные поверхности затопления можно определить в разрезе скважин и привязать их к сейсмическому разрезу (Рис. 2). Поверхности максимального затопления представлены конденсированными глинистыми отложениями, поэтому к ним приурочены максимальные показания гамма-каротажа. Поверхности затопления, или границы циклитов, на каротажных диаграммах выглядят как границы резкой смены мелководных литотипов более глубоководными.

Поверхности максимального затопления можно видеть на сейсмических профилях в виде ярких отражений, которые хорошо прослеживаются по площади. Трансгрессивные поверхности маркируют на

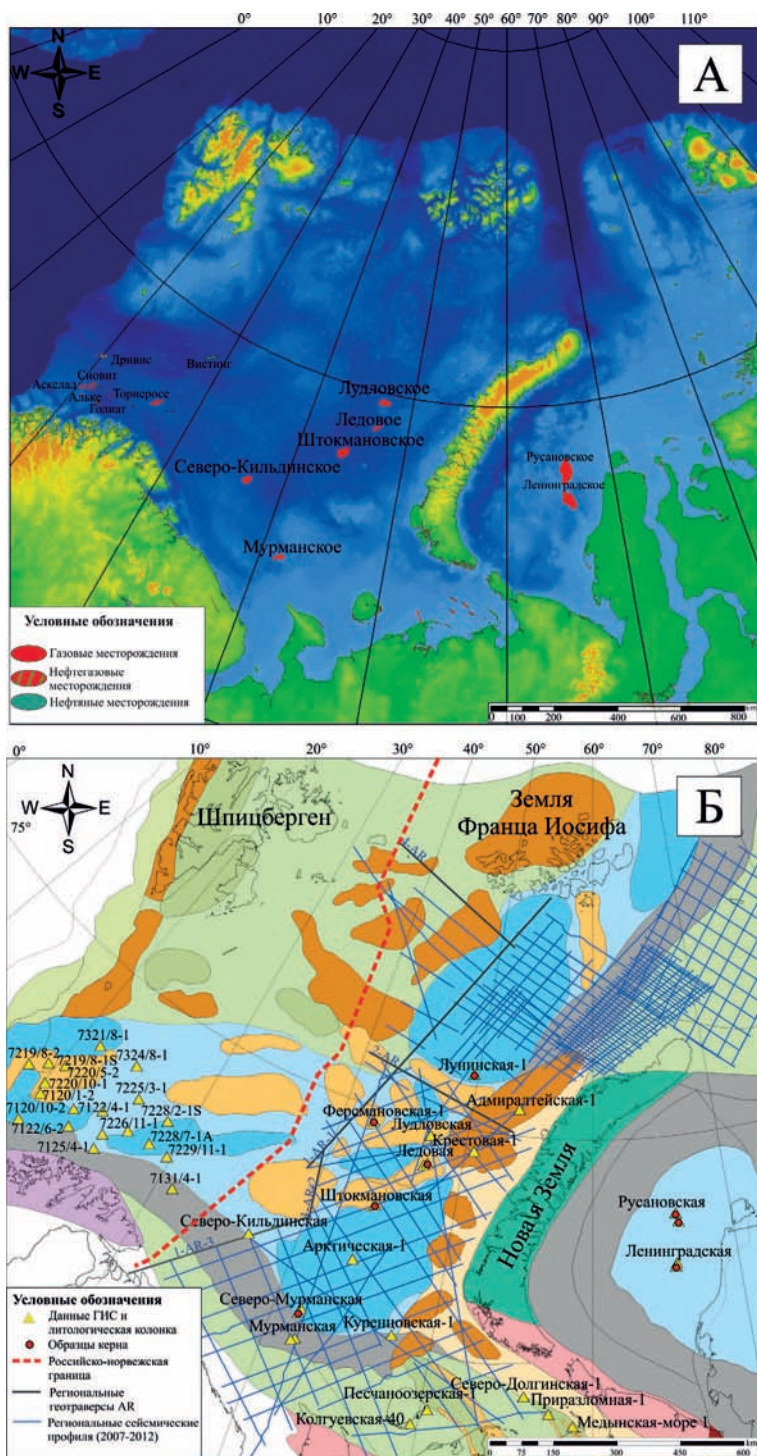


Рис. 1. Обзорная карта Баренцевоморского шельфа (А) и карта фактического материала (Б, на основе тектонической карты Ступаковой, 2011)

сейсмическом профиле поверхности несогласия, образованные на границе циклов. С сеймостратиграфическими комплексами, подкомплексами и циклитами связаны несогласия различного порядка. ССК разделены региональными поверхностями несогласия, образованными в результате аплифта и эрозии всего бассейна осадконакопления, обусловленных тектоническими процессами.

Подкомплексы и соответствующие им циклиты, выделяемые в разрезе скважин, разделены внутриформационными поверхностями несогласия, которые в глубоководной части бассейна переходят в коррелятивные согласные поверхности. Формирование подкомплексов и циклитов связано главным образом с колебаниями уровня моря.

Различные ССК различаются характером границ и сейсмической записи, что указывает на резкую смену условий осадконакопления. Границы сеймостратиграфических комплексов могут быть как согласными, так и выражены в виде эрозионного срезания, кровельного и подошвенного прилегания и налегания (Пейтон, 1982). Присутствие подошвенного и кровельного прилегания может быть признаком проградирующих клиноформенных тел, при этом характер прилегания указывает на направление проградации. Характер внутренних отражений связан с особенностями переслаивания пород и может косвенно указывать на условия формирования комплекса. Параллельные отражения указывают на осадконакопление в условиях равномерно погружающегося шельфа или в условиях стабильного дна бассейна (Авербух, 1982; Пейтон, 1982; Шлезингер, 1988). Бугристые клиноформенные отражения связаны с седиментацией в мелководных, дельтовых условиях. Хаотические отражения указывают на высокоэнергетическую среду осадконакопления и изменчивый литологический состав отложений, а также постседиментационные оползни и обвалы (Авербух, 1982; Пейтон, 1982). Малоамплитудные холмовидные тела характерны для осадконакопления на низменной равнине, в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках. Формирование палеоврезцов с налеганием заполняющих слоев, а также неровные, изрезанные эрозионные границы являются признаком низменной размываемой суши (Шлезингер, 1998). Согласно Пейтону, Вейлу и др., для осадконакопления в условиях шельфа существует ряд признаков, которые выявляются на сейсмических разрезах: конседиментационное утонение, налегание и выклинивание слоев; наличие динамически выдержанных и протяженных отражений; ровные поверхности несогласия (Пейтон, 1982).

Отдельного рассмотрения требуют клиноформенные отражения, которые могут быть косыми (oblique) в случае седиментации при стабильном ОУМ и сигмовидными (sigmoidal) при повышении ОУМ. Черепицеобразные отражения (shingle) образуются при наращивании осадочных тел в условиях мелководья (Пейтон, 1982). Размер клиноформенных тел также имеет важное значение, поскольку формирование клиноформ возможно в различных палеогеографических условиях: от дельтовой равнины и мелководья, где размеры клиноформ не превышают десятки метров, до континентального склона, где возможно накопление крупных клиноформенных тел высотой до нескольких сотен метров (Helland-Hansen, Hampson, 2009).

Результаты исследования

Нижняя граница меловых отложений на сейсмогеологическом профиле определяется нижнемеловым несогласием, которое выражено в центральной части впадины в виде подошвенного прилегания нижнемеловых клиноформ к кровле верхнеюрских конденсированных глинистых отложений. Верхняя граница выражена в виде современного морского дна Баренцева моря,

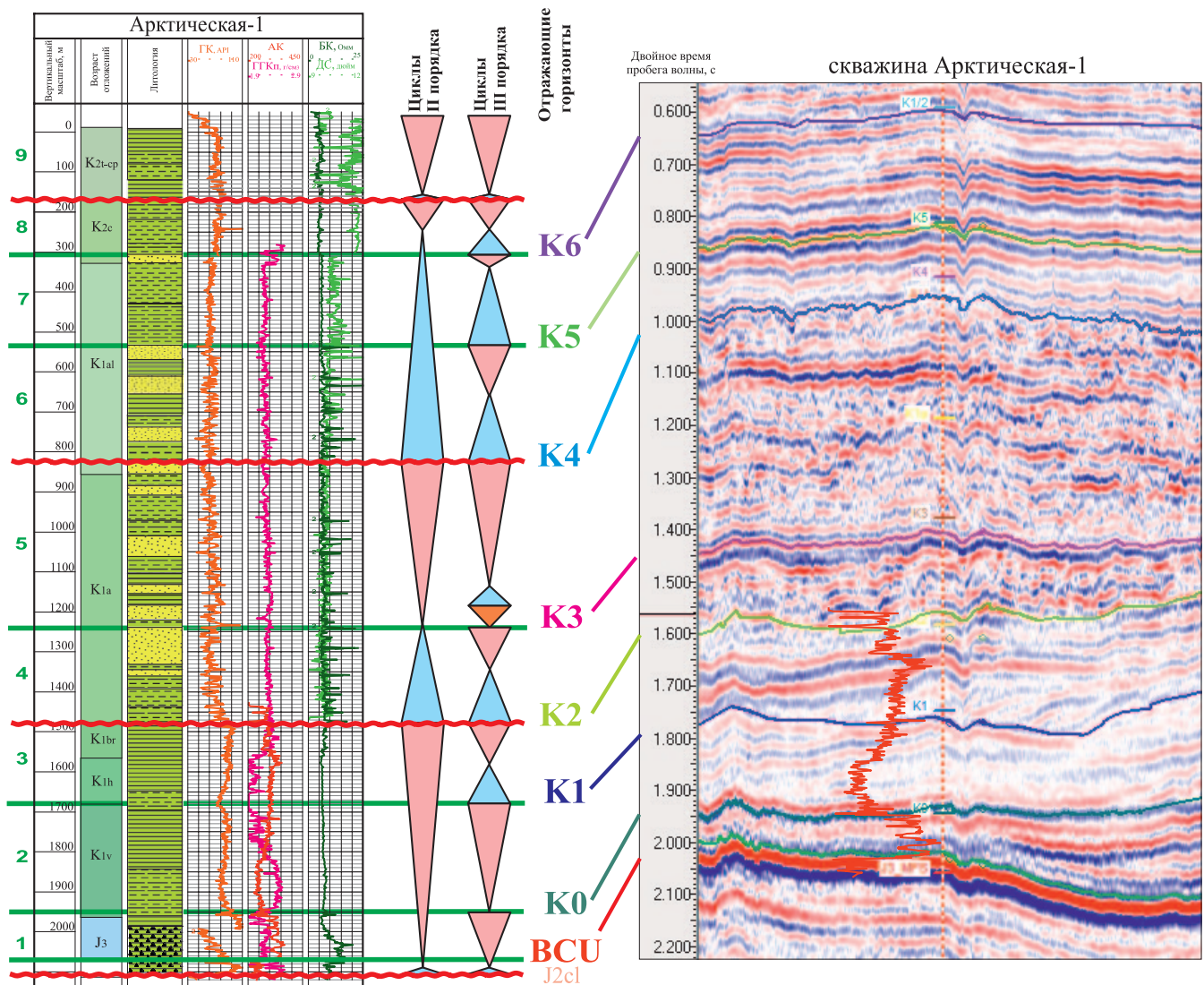


Рис. 2. Поверхности затопления, выделенные в разрезе скважины Арктическая-1 в центральной части Южно-Баренцевской впадины

сформированного ледниковыми эрозионными процессами в четвертичное время.

В меловых отложениях можно выделить два крупных сейсмостратиграфических комплекса (ССК): клиноформный неокомский и субпараллельный ниже-верхнемеловой (Рис. 3). В рамках ССК выделяются подкомплексы, или циклиты (секвенции) – согласные последовательности

генетически взаимосвязанных слоев, ограниченных в кровле и подошве несогласными или коррелятивными им согласными поверхностями (Vail, Mitchum, 1977). В неокомском ССК можно выделить 3 циклита: верхнеюрско-бериасский (J3), валанжин-нижнеготеривский (S0) и верхнеготерив-барремский (S1). В ниже-верхнемеловом ССК выделяется 2 подкомплекса – апт-нижеальбский и

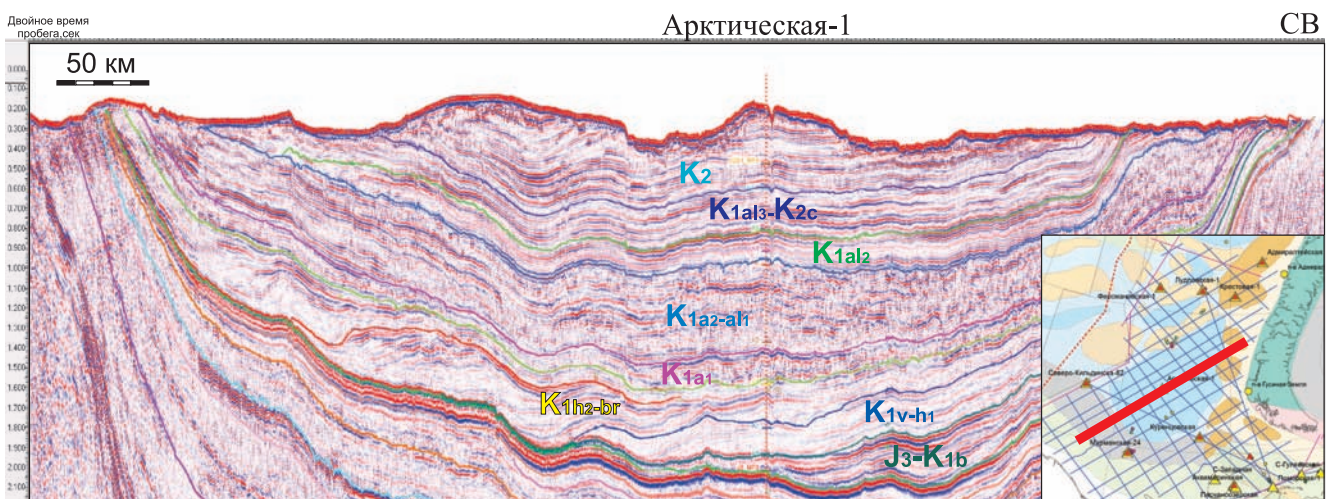


Рис. 3. Сейсмостратиграфические комплексы верхнеюрско-нижнемеловых отложений Баренцева моря

альб-сеноманский и 4 циклита – баррем-нижнеаптский (S2), апт-нижнеальбский (S3), альбский (S4) и альб-сеноманский (S5).

Циклит J3 ограничен в нижней части поверхностью несогласия в подошве меловых отложений BCU (base Cretaceous unconformity) и представляет собой протяженное пологое клиноформенное тело. Поверхность BCU – кровля верхнеюрских черных глин, которые сформировались в период максимальной трансгрессии моря, завершая собой юрский трансгрессивный этап осадконакопления (Суслова, 2014). Несогласие выражено в виде подошвенного прилегания в дистальной части клиноформы, в то время как в проксимальной части граница носит согласный характер. В верхней части циклит ограничен поверхностью затопления бериасского возраста K0 (Рис. 2). По направлению к арх. Новая Земля наблюдается сокращение мощности циклита и его выклинивание (Рис. 4).

Циклит J3 распространен преимущественно в восточной и северо-восточной частях Южно-Баренцевской впадины и на склонах поднятий Персей и Пинегин и арх. Земля Франца Иосифа в Северо-Баренцевской впадине. Максимальная мощность циклита достигает 400 м, что соответствует временной мощности ~270 мс. Высота клиноформы составляет 250-260 м, что позволяет приблизительно оценить глубину моря, при которой клиноформа образовалась. Волновая картина характеризуется протяженными отражениями, амплитуда которых возрастает по направлению к центральной части впадины.

Циклит S0 ограничен в кровельной части готеривской поверхностью затопления K1, которая частично срезается в бортовой части впадины на склоне арх. Новая Земля (Рис. 4). Отложения верхнего бериаса и раннего валанжина, вероятно, либо отсутствуют в Южно-Баренцевской впадине, либо представляют собой крайне маломощный конденсированный разрез, т.к. их присутствие установлено по фаунистическим остаткам только в скв. Мурманская-24 (Павлов, Матигоров и др., 1988).

Нижняя граница циклита выражена подошвенным прилеганием в центральной части впадины, на борту же граница имеет согласный характер. Распространение этого циклита ограничено той же областью, что и распространение верхнеюрско-бериасского циклита.

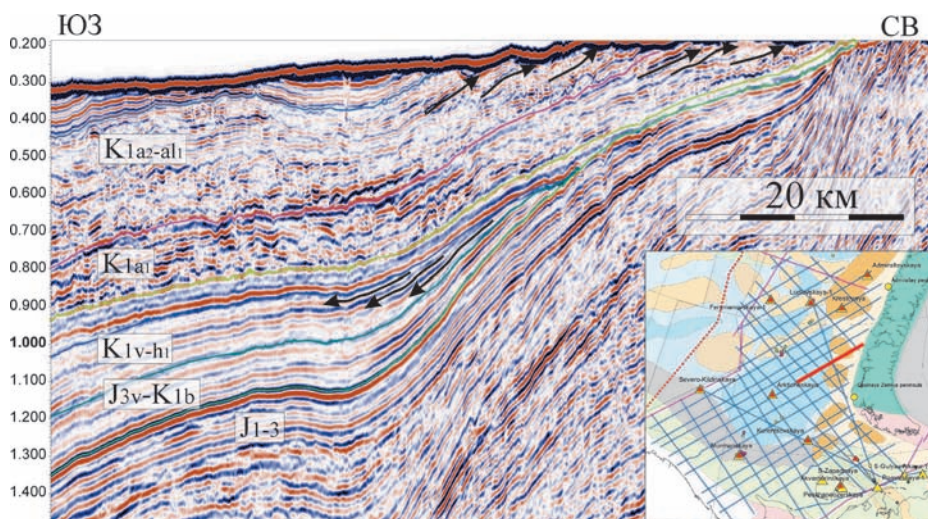


Рис. 4. Выклинивание и частичное срезание верхнеюрско-бериассового и валанжин-нижнеготеривского циклитов на склоне арх. Новая Земля

Мощность циклита не превышает 300 м (220 мс), достигая максимальных значений в центральной части впадины. Внутренние отражения, как правило, протяженные и низкоамплитудные, что может указывать на однородный, вероятно, глинистый состав отложений.

Пологие углы и размеры клиноформ J3 и S0 указывают на то, что они сформировались в условиях открытого шельфа при глубине моря ~250 м (Helland-Hansen, Hampson, 2009). Этот факт подтверждается и тем, что дистальная часть циклитов J3 и S0 по данным бурения представлена глинистыми отложениями с остатками нормально-морской фауны – аммонитов, белемнитов и радиолярий (Киреев, Руденко и др., 2009ф). Отсутствие выраженной в рельефе бровки шельфовой клиноформы свидетельствует в пользу того, что в бериассе-валанжине влияние морских процессов преобладало над сносом осадочного материала с палеосуши (Schlager, Adams, 2001). Пути сноса осадочного материала контролировались позднерюрским палеорельефом. Клиноформы проградировали преимущественно с северо-востока и востока.

Готерив-барремский циклит S1 представляет собой клиноформенный комплекс, ограниченный в кровельной части поверхностью несогласия, которое сформировалось в барремское время. Нижняя граница выражена в виде подошвенного прилегания к поверхности BCU и к готеривской поверхности затопления. Мощность циклита увеличивается в центральной части Южно-Баренцевской впадины, достигая 600 м (400 мс), и закономерно уменьшается на ее бортах до полного выклинивания или срезания. Внутреннее строение циклита обусловлено сигмовидными клиноформами высотой 100-120 м (70-80 мс), крутизна которых увеличивается в юго-западном направлении (Рис. 5). Наиболее высокоамплитудные отражения приурочены к бровке клиноформ, что может быть связано с переслаиванием прибрежно-морских песчаных отложений и мелководно-морских глинистых отложений.

На профилях юго-восточного простирания присутствуют клиноформы, которые сформировались благодаря сносу материала со свода Федынского, и куполовидные отражения, прилегающие к поверхности BCU (Рис. 6). Последнее указывает на то, что клиноформы готерив-барремского возраста проградировали в юго-западном направлении в виде лопастей, которые могли смещаться в плане одна относительно другой в зависимости от режима сноса осадочного материала.

Ограниченное распространение в рамках циклита S1 имеют также небольшие косые параллельные клиноформы, проградировавшие с Кольской моноклинали. Высота этих клиноформ не превышает 70 м (50 мс), а распространение их ограничено локальными впадинами на моноклинали (Рис. 7).

В готеривский и барремский века клиноформы формировались в условиях нормальной регрессии и заполнения аккомодационного пространства. Морфология клиноформ, проградировавших в юго-западном

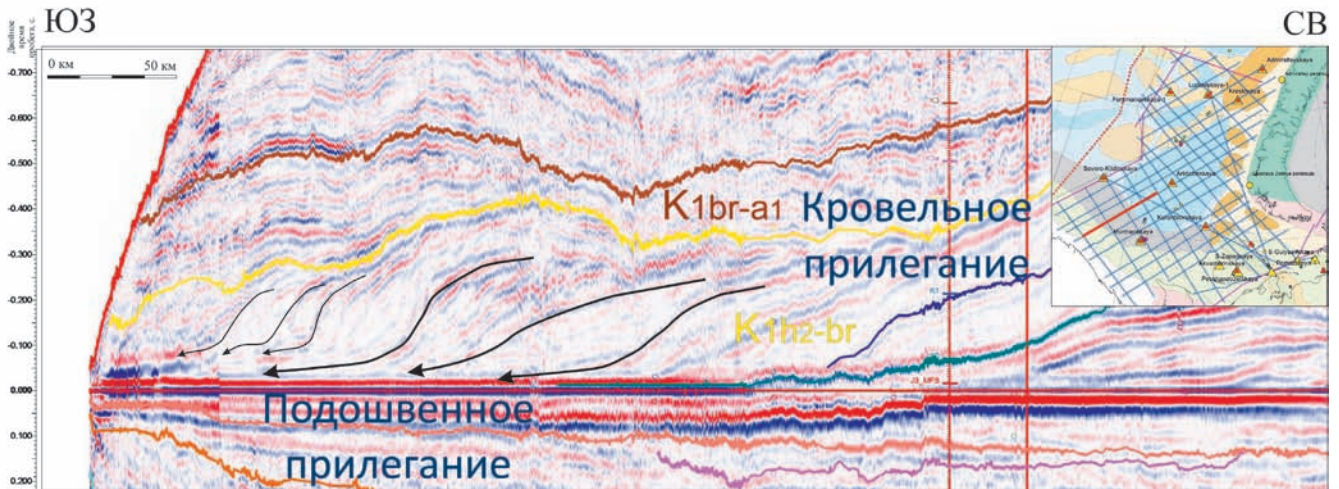


Рис. 5. Прилегание клиноформы готерив-барремского возраста к кровле верхнеюрских «черных глин»

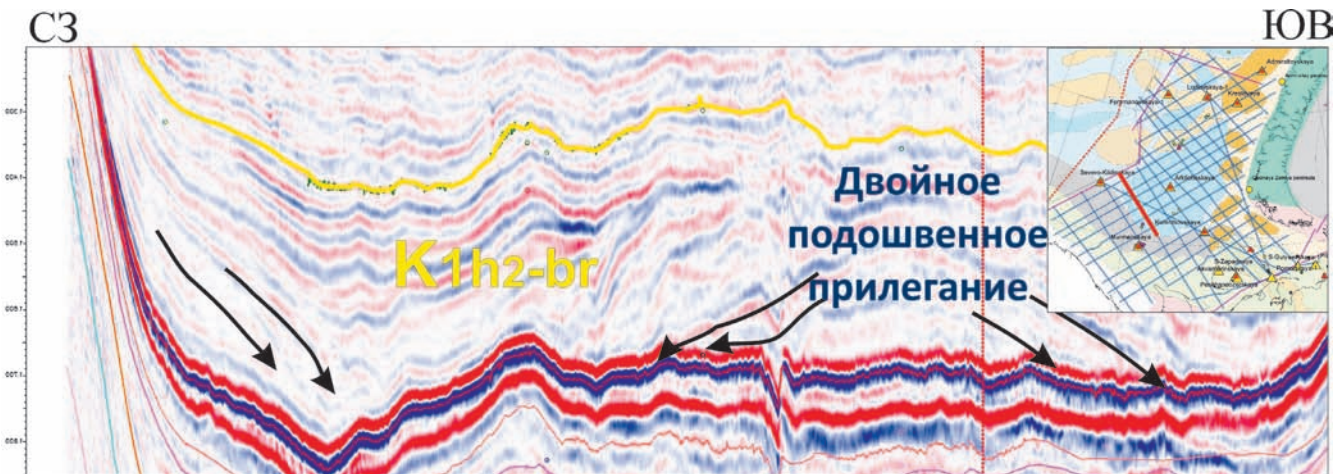


Рис. 6. Клиноформы готерив-барремского возраста, проградировавшие с северо-востока и с запада со свода Федынского

направлении, указывает на то, что в это время на востоке и северо-востоке региона появился активный источник сноса. Формирование клиноформ завершилось тектонической активизацией и инверсионными процессами в конце неокомского – начале аптского века (Ступакова и др., 2011), отголоском которых было извержение базальтов на арх. Земля Франца-Иосифа (Solheim et al., 1998).

Циклиты S2 и S3 в нижней части ограничены поверхностью затопления K3, сформировавшейся в начале аптского века, в кровле – поверхностью нижнеальбского несогласия, которое выражено в виде врезов в юго-западной

части Южно-Баренцевской впадины. Циклиты S2 и S3 распространены в пределах всей восточной части шельфа. Мощность циклитов изменяется в пределах 400–700 м (250–450 мс), закономерно увеличиваясь в центральной части впадины. Волновая картина в восточной части впадины носит преимущественно хаотический, местами линзовидный характер, также наблюдаются отражения, соответствующие мелким дельтовым клиноформам. Однако в западном, юго-западном направлении отмечается смена характера волновой картины – отражения становятся более протяженными (Рис. 8). Подобные изменения могут указывать

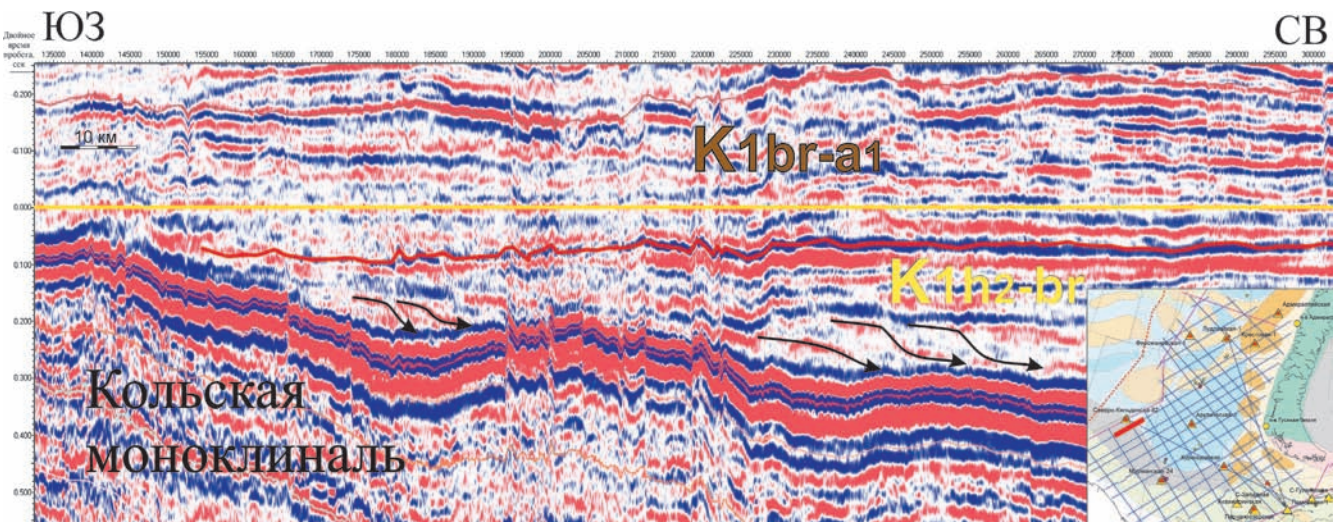


Рис. 7. Клиноформы готерив-барремского возраста, проградировавшие с Кольской моноклинали на север

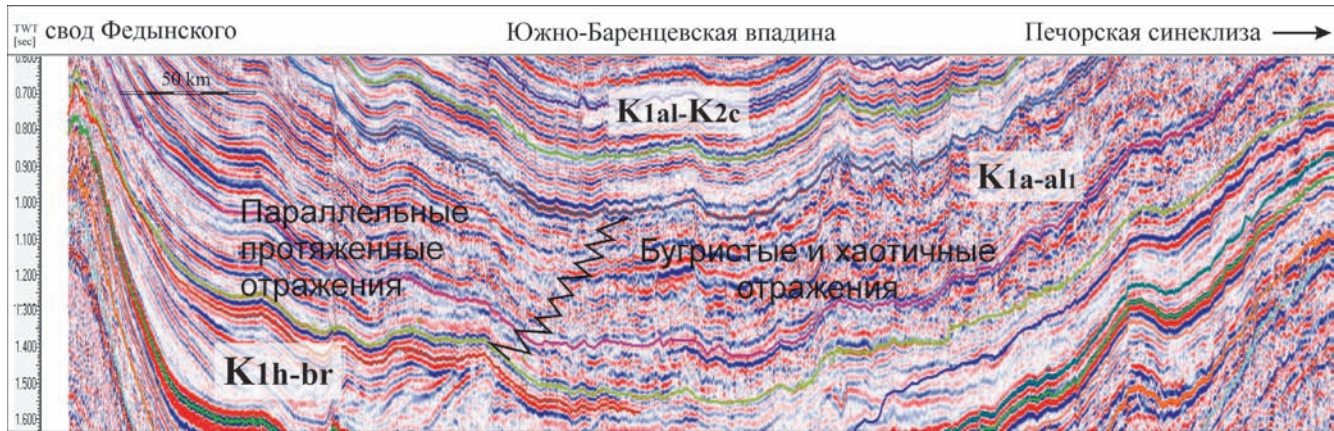


Рис. 8. Изменение характера сейсмической записи в апт-нижнеальбских циклитах в западном направлении

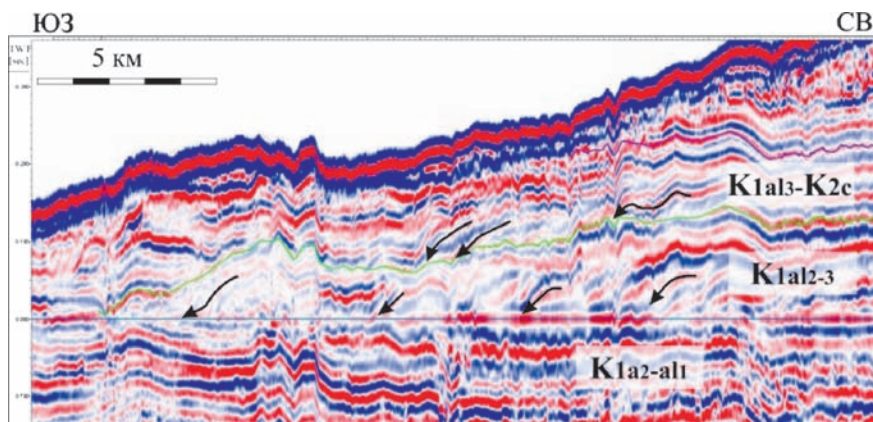


Рис. 9. Прилегание альб-сеноманских клиноформ к поверхности нижнеальбского несогласия

на фаціальную смену прибрежно-морских и прибрежно-континентальных отложений в восточной части региона на мелководно-морские в западной части (Пейтон, 1982).

Циклит S4 сформировался в начале альбского века и в верхней части ограничен альбской поверхностью затопления K5. Верхняя граница циклита срезана в бортовых частях Южно- и Северо-Баренцевской впадин и прилегает к поверхности апт-альбского несогласия в направлении к Кольской моноклинали (Рис. 9). Циклит имеет ту же область распространения, что и аптский циклит, но несколько меньшую в связи со срезанием. Мощность аптского циклита не превышает 160 м (100 мс).

Альб-сеноманский циклит S5 в верхней части ограничен поверхностью сеноманского затопления K6, которая срезается на Кольской моноклинали и на борту арх. Новая Земля. Мощность циклита S5 достигает 300-350 м (200-250 мс), несколько сокращаясь в юго-западном направлении.

Внутренние отражения подкомплексов S4 и S5, как правило, протяженные и высокоамплитудные, что свидетельствует о мелководно-морских условиях осадконакопления.

Заключение

Таким образом, в нижнемеловом разрезе Баренцево-морского шельфа выделено 7 циклитов, сформировавшихся в различных условиях и в разной мере перспективных для поисков скоплений нефти и газа. Неокомские и аптские отложения образовались в эпоху регрессии моря, которая сменилась трансгрессией в альбе и позднем мелу. Бериасские и валанжинские клиноформенные тела

сформированы в условиях открытого шельфа, в то время как готерив-барремские клиноформы – на внутреннем шельфе за счет активизации сноса обломочного материала с востока и северо-востока. Аптские отложения накопились в эпоху максимальной регрессии в прибрежно-континентальных условиях на востоке региона, которые сменялись прибрежно-морскими и мелководно-морскими обстановками в западном направлении. Альбско-верхнемеловые образования отложились в морских и мелководно-морских условиях.

Литература

Авербух А.Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М: Недра. 1982. 232 с.

Борисов А.В., Таныгин И.А., Винниковский В.С. и др. Штокмановско-Лунинский структурный порог Баренцево-морского шельфа – Новый крупный нефтегазоносный район России. *Проблемы нефтегазовой геологии*. 1995. № 7. С. 10-15.

Киреев Г.И., Руденко М.Н. и др. Комплексная обработка материалов бурения скважин Баренцево-морского региона (скважины № 1-Адмиралтейская, № 1-Крестовая, № 1-Арктическая, № 1-Ферсмановская)». Отчет. Гос. контракт № 01/12/70-5 от 18 июня 2008 г.

Павлов Л.А., Магигоров А.А., Егорова О.Л. Изучение литолого-фациального состава пород, корреляция разрезов и составление эталонных коллекций мезозойско-палеозойских отложений Баренцева и Карского морей по материалам бурения ПО «Арктикморнефтегазоразведка». Отчет по теме 4/86-88. Мурманск. 1988. 248 с.

Пейтон Ч. Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М: Мир. 1982. 375 с.

Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий. *Геология нефти и газа*. 2011. № 6. С. 99-115.

Суслова А. А. Сейсмостратиграфический анализ и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Баренцево-морского шельфа. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2014. Т. 9. № 2. С. 1-19.

Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М: Научный мир. 1998. 138 с.

Catuneanu O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. African Earth Sci.* 2002. Vol. 35. Pp. 1-43.

Helland-Hansen W., Hampson G.J. Trajectory analysis: Concepts and applications. *Basin Research*. 2009. Vol. 25. № 5. Pp. 454-483.

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*. 1999. No. 7. Pp. 210.

Schlager W., Adams E.W. Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. *Geol. Soc. of America. Geology*. 2001. Vol. 29. No. 10. Pp. 883-886.

Seldal J. Lower Cretaceous: the next target for oil exploration in the Barents Sea? *Petroleum Geology Conference series*. 2005. Vol. 6. Pp. 231-240.

Solheim A., Musatov E., Neintz N. Geological aspects of Franz Josef land and the northernmost Barents Sea. Norsk Polarinstitut, Oslo. 1998. 120 p.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1. *Overview: AAPG Memoir*. 1977. Vol. 26. Pp. 51-52.

Сведения об авторах

Алина Владимировна Мордасова – аспирант, инженер кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, 1
e-mail: a.mordasova@oilmsu.ru

Анна Анатольевна Суслова – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1
e-mail: a.suslova@oilmsu.ru

Антонина Васильевна Ступакова – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующая кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1
Тел: +7 (495) 939 55 76
e-mail: a.stoupakova@oilmsu.ru

Статья поступила в редакцию 05.03.2017

Принята к публикации 01.04.2017

Опубликована 20.05.2017

Seismic stratigraphic complexes of the Lower Cretaceous in the Barents sea

A.V. Mordasova, A.A. Suslova, A.V. Stoupakova
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The Lower Cretaceous strata are the least studied succession which was penetrated by wells in the Barents Sea. Investigation of the geological structure of the Lower Cretaceous is based on the principles of seismic and cyclic stratigraphy. The recognized complexes and sequences are considered as the main sedimentary complexes, formed during different stages of geological evolution of region, and have different hydrocarbon perspectives. Neocomian strata are characterized by clinoform structure. Detail analysis of geometry and sizes of clinoforms allowed to classify and find out sedimentary conditions.

Keywords: South-Barents trough, Cretaceous succession, seismostratigraphic complexes, clinoform, sequence, unconformity, flooding surface, depositional environment

For citation: Mordasova A.V., Suslova A.A., Stoupakova A.V. Seismic stratigraphic complexes of the Lower Cretaceous in the Barents sea. *Georesursy = Georesources*. 2017. Special issue. Part 1. Pp. 36-42. DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.5>

References

- Averbukh A.G. Izuchenie sostava i svoystv gornykh porod pri seismorazvedke [Study of the composition and properties of rocks using seismic exploration]. Moscow: Nedra. 1982. 232 p. (In Russ.)
- Borisov A.V., Tanygin I.A., Vinnikovskii V.S. et al. The Shtokman-Luninsky structural threshold of the Barents Sea shelf is a new large oil and gas bearing region of Russia. *Problemy neftegazovoi geologii* [Problems of oil and gas geology]. 1995. No. 7. Pp. 10-15. (In Russ.)
- Catuneanu O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. African Earth Sci.* 2002. Vol. 35. Pp. 1-43.
- Holland-Hansen W., Hampson G.J. Trajectory analysis: Concepts and applications. *Basin Research*. 2009. Vol. 25. No. 5. Pp. 454-483.
- Kireev G.I., Rudenko M.N. et al. Integrated processing of drilling materials in the Barents Sea region (wells No. 1-Admiralteyskaya, 1-Krestovaya, 1-Arctic, 1-Fersmanovskaya). Report (State contract No. 01/12/70-5). 2008. (In Russ.)
- Pavlov L.A., Matigorov A.A., Egorova O.L. Study of lithologic-facies composition of rocks, correlation of sections and compilation of reference collections of Mesozoic-Paleozoic deposits of the Barents and Kara Seas from drilling materials of PO "Arcticmorneftegazorazvedka". Otchet po teme 4/86-88 [Report: theme 4/86-88]. Murmansk. 1988. Pp. 248. (In Russ.)
- Peiton Ch. Seismicheskaya stratigrafiya [Seismic stratigraphy]. V. 1. Moscow: Mir. 1982. 375 p. (In Russ.)

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*. 1999. No. 7. Pp. 210.

Schlager W., Adams E.W. Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. Geological Society of America. *Geology*. 2001. Vol. 29. No. 10. Pp. 883-886.

Seldal J. Lower Cretaceous: the next target for oil exploration in the Barents Sea? *Petroleum Geology Conference series*. 2005. Vol. 6. Pp. 231-240.

Shlezinger A.E. Regional'naya seismostratigrafiya [Regional seismostratigraphy]. Moscow: Nauchnyi mir Publ. 1998. 138 p. (In Russ.)

Solheim A., Musatov E., Neintz N. Geological aspects of Franz Josef land and the northernmost Barents Sea. Norsk Polarinstittutt, Oslo. 1998. 120 p.

Stoupakova A.V. Structure and oil and gas content of the Barents-Kara shelf and adjacent territories. *Geologiya nefi i gaza = Geology of oil and gas*. 2011. No. 6. Pp. 99-115. (In Russ.)

Suslova A.A. Seismostratigraphic analysis and petroleum potential prospects of Jurassic deposits, Barents Sea shelf. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. 2014. T. 9. No. 2. Pp. 1-19. http://www.ngtp.ru/rub/4/24_2014.pdf (In Russ.)

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1. *Overview: AAPG Memoir*. 1977. Vol. 26. Pp. 51-52.

About the Authors

Алина В. Мордасова – PhD student, Engineer, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
Russia, 119234, Moscow, Leninskie gory, 1
e-mail: a.mordasova@oilmsu.ru

Анна А. Суслова – PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher of the Petroleum Geology Department
Lomonosov Moscow State University
Russia, 119234, Moscow, Leninskie gory, 1
e-mail: a.suslova@oilmsu.ru

Антонина В. Ступакова – DSc in Geology and Mineralogy, Professor, Head of the Petroleum Geology Department
Lomonosov Moscow State University
Russia, 119234, Moscow, Leninskie gory, 1
Phone: +7 (495) 939 55 76
e-mail: a.stoupakova@oilmsu.ru

Manuscript received 5 March 2017;

Accepted 1 April 2017;

Published 20 May 2017