

ПОДВОДНЫЕ ОПОЛЗНИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

© 2018 Б.В. Баранов¹, К.А. Дозорова¹, В.А. Рашидов^{2,3}, Д.Д. Рукавишников¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997; e-mail: bbaranov@ocean.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022

Сделан обзор исследований, выполненных при изучении подводных оползней Норвежско-Шпицбергенской и Канадско-Аляскинской континентальных окраин с описанием их основных характеристик и выделением обстановок, в которых эти образования пользуются широким распространением. В отсутствие данных по оползневым процессам на континентальных окраинах российского сектора Арктики были рассмотрены условия окружающей среды благоприятные для образования подводных оползней и включающие в себя наклонное дно, быстрое формирование осадочного чехла и дополнительные геологические нагрузки (триггерные механизмы). В результате анализа были выделены области, где может происходить обрушение склона с образованием подводных оползней. Эти области включают в себя окраинные желоба и их конуса выноса в Карском море, бровку шельфа, склон и широкое континентальное подножье в море Лаптевых.

Ключевые слова: оползни, оползневые цунами, обстановки формирования, Арктический бассейн.

ВВЕДЕНИЕ

Подводные оползни могут вызывать разрушения различных сооружений на морском дне и генерировать цунами, имеющие локальный характер, но представляющие потенциальную опасность для населения и инфраструктуры прибрежных районов (Harbitz et al., 2013; Tappin, 2010). Повышенное внимание к этому природному явлению связано с интересами газовых и нефтяных компаний, проводящих разведку и добычу углеводородных ресурсов на континентальном склоне (Barley, 1999; Campbell, 1999). Арктический регион является крупной нефтегазоносной провинцией, где наблюдается тенденция в смещении поиска, разведки и добычи углеводородов с шельфа на континентальный склон, т.е. в обстановку, наиболее благоприятную для образования подводных оползней. Наглядным примером этого является крупное газовое месторождение Ормен Ланге, расположенное в верхней части континентального склона на подводном оползне Сторегга у побережья Норвегии (Solheim et al., 2005).

К настоящему времени накоплен значительный объем данных, полученных при изучении

подводных оползней континентальных окраин Арктического бассейна, и в данной работе дается обзор исследований, проведенных на Норвежско-Шпицбергенской и Канадско-Аляскинской континентальных окраинах с выделением обстановок, в которых происходит генерация оползней и описанием характерных особенностей оползневых структур. В отличие от этих регионов, изучения подводных оползней в российском арктическом секторе не проводилось. В настоящей работе впервые выполнен анализ условий благоприятных, для образования подводных оползней в пределах данного сектора, и выделены области, которые можно рассматривать как наиболее вероятные для их генерации.

НОРВЕЖСКО-ШПИЦБЕРГЕНСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Рассмотрим оползневые процессы вдоль Норвежско-Шпицбергенской континентальной окраины, включая западную окраину Баренцева моря. С формальной точки зрения только Шпицбергенская окраина входит в пределы Арктического бассейна, однако Норвежско-Западно-Баренцевоморская (субарктическая)

окраина в настоящее время является наиболее изученным регионом и поэтому полученные здесь данные можно использовать для понимания и моделирования оползневых процессов на Шпицбергенской (арктической) части окраины. Обе окраины в плейстоцене-голоцене подвергались оледенению и обстановки формирования подводных оползней были на них аналогичными (Leynaud et al., 2009).

Подводные оползни наиболее часто возникают в обстановках, для которых характерна высокая скорость накопления осадочного чехла, наклонное дно и различного рода дополнительные геологические нагрузки, например, землетрясения (Canals et al., 2004; Hampton et al., 1996). Области с наличием подобного рода обстановок получили название «оползневые области» (англ. «landslide territory»). Используя класси-

фикацию из работы (Hampton et al., 1996), на Норвежско-Шпицбергенской континентальной окраине можно выделить обстановки *открытых континентальных склонов, фьордов и системы подводных каньонов/конусов выноса*. Подводные оползни были обнаружены и изучены во всех перечисленных обстановках.

Открытый континентальный склон. Открытый континентальный склон, по определению из работы (Hampton et al., 1996) — это крутой региональный откос морского дна без наличия подводных каньонов и трогов, высотой до первых километров с углами наклона $\geq 3-6^\circ$. На рассматриваемой континентальной окраине в пределах этой обстановки находится наиболее крупный подводный оползень Сторегга, который расположен у побережья центральной части Норвегии (рис. 1). Стенка отрыва оползня

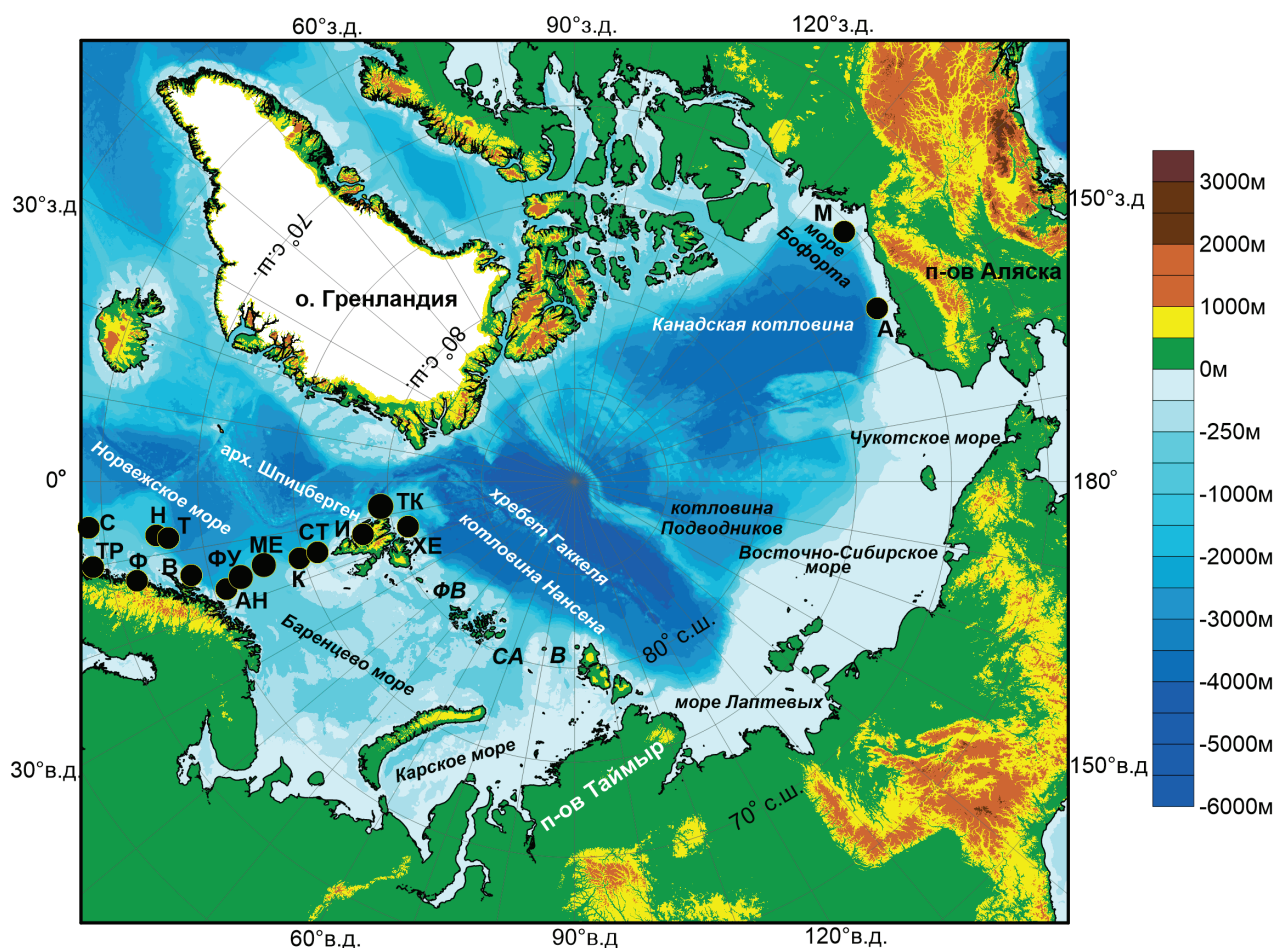


Рис. 1. Местоположение подводных оползней, выделяемых в рельефе континентальных окраин Арктического бассейна. Оползневые обстановки и названия подводных оползней: *открытые континентальные окраины*: С — Сторегга, Т — Тренадьюпет, Н — Ник (Haflidason et al., 2004; Hjelstuen et al., 2007), А — склон Аляски в море Бофорта (Grantz, Dinter, 1980); *фьорды*: ТР — Трондхеймсфьорд (Lyså et al., 2008); Ф — Финнейдфьорд (Canals et al., 2004, Vanneste et al., 2012), И — Ис-фьорд (Forwick, Vorren, 2012); *системы подводных каньонов/конусов выноса*: В — Вестеролен (Rise et al., 2012), АН — Андоя, ФУ — Фуглойбанк, МЕ — Медвежий (Haflidason et al., 2004), СТ — Стурфьорд, К — Квейтола (Lucchi et al., 2012), ХЕ — Хинлопен-Ермак (Vanneste et al., 2010); *активные речные дельты*: М — Маккензи (Mosher, 2009). ТК — трог Конгсфьорд для которого был выполнен численный расчет цунами при возможном обрушении склона (Bernd et al., 2009). Окраинные желоба: ФВ — Франц-Виктория, СА — Святой Анны, В — Воронина. При построении карты использовался грид ИВСаО V.3.0 (Jakobsson et al., 2012).

Fig. 1. Location of submarine landslides revealed in the bottom relief in continental margins of the Arctic Basin. Submarine landslide environments and names of submarine landslides: *the open continental slopes*: С — Storegga, Т — Trænadjupet, Н — Nik (Haflidason et al., 2004; Hjelstuen et al., 2007), А — Alaska slope in the Beaufort Sea (Grantz, Dinter, 1980); *fjords*: TP — Trondheimsfjorden (Lyså et al., 2008); Ф — Finneidfjord (Canals et al., 2004; Vanneste et al., 2012), И — Isfjorden (Forwick, Vorren, 2012); *submarine canyon-fan systems*: В — Vesterålen (Rise et al., 2012), АН — Andøya, ФУ — Fugløy Bank, МЕ — Bjørnøyrenna (Haflidason et al., 2004), СТ — Storfjorden, К — Kveithola (Lucchi et al., 2012), ХЕ — Hinlopen-Yermak (Vanneste et al., 2010); *active river deltas*: М — MacKenzie (Mosher, 2009). ТК — tsunami modeling of possible submarine landslide in trough Kongsfjorden (Bernd et al., 2009). Marginal trenches: ФВ — Frantz Victoria, СА — Saint Anna, В — Voronin. Grid IBCAO V.3.0 was used for map (Jakobsson et al., 2012).

приурочена к изобатам 130–530 м, ее длина равна 290 км, высота 50–100 м, перемещение оползневой материала фиксируется на расстояние до 770 км (рис. 2а), площадь — 95000 км², а объем — 3200 км³. Обобщение и анализ материала, полученного при изучении этого оползня, дали основание выделить несколько ключевых особенностей, характерных для оползней, приуроченных к гляциальным окраинам (Canals et al., 2004; Haflidason et al., 2004; Kvalstad et al., 2005; Masson et al., 2006; Solheim et al., 2005). Они включают наличие: нескольких пологопадающих (0.5–2°) плоскостей скольжения, параллельных слоистости в осадках, что характерно для оползней трансляционного типа; крутых (10–35°) стенок отрыва, разделяющих различные уровни плоскостей скольжения; хрупких деформаций, отчетливо наблюдаемых в отложениях оползневой тела; ретрогрессивного характера оползания, при котором происходит перемещение стенок отрыва оползня вверх по склону.

По данным углеродного датирования оползень Сторегга образовался 8200 л.н., т.е. в конце последнего ледникового максимума, или вскоре после отступления ледника (Haflidason et al., 2005). Обрушение склона, предшествовавшее образованию оползня, было обусловлено резким увеличением нагрузки при сбросе ледником грубого осадочного материала, что привело к уменьшению значения эффективного предела прочности на сдвиг в подстилающих глинах. Триггерным механизмом являлось, вероятнее всего, сильное землетрясение. Свой вклад могло также внести увеличение порового давления за счет разложения газогидратов, однако оно не рассматривается как основная причина обрушения склона.

Открытие газового месторождения Ормен Ланге, расположенного на оползне Сторегга (рис. 2) послужило толчком для проведения комплекса исследований перед его освоением (Brun et al., 2004; Solheim et al., 2005) и в настоящее время эта структура является наиболее изученной среди всех подводных оползней региона.

Фьорды. Подводные оползни были обнаружены во фьордах Норвегии и архипелага Шпицберген (рис. 1). Оползни во фьордах имеют сравнительно небольшие размеры, однако в силу своего географического положения и морфо-

логических особенностей они способны генерировать разрушительные локальные цунами, как, например, цунами 1996 г. в Финнейдфьорде (Hampton et al., 1996; Longva et al., 2003).

Рассмотрим условия их образования, основываясь на исследованиях, которые были выполнены в этих районах (Canals et al., 2004; Forwick, Lyså et al., 2008; Vanneste et al., 2012; Vorren, 2012). Склоны фьордов очень крутые с углами наклона в своих верховьях, равными 13–21°, и являются гравитационно-неустойчивыми. К верховьям фьордов, как правило, приурочена дельта, сформированная отложениями, которые переносятся потоком, дренирующим отступающий ледник. При высокой скорости осадконакопления в дельте поровые воды не отжимаются, осадки остаются недоуплотненными и обводненными, что уменьшает величину статического сопротивления сдвигу. Дальнейшие нагрузки, вызываемые землетрясениями или волновой деятельностью, являются триггерными механизмами, приводящими к обрушению склона. Увеличение порового давления, связанное с газонасыщенностью осадочной толщи, предполагаемое для оползня Финнейдфьорд, также может вызывать обрушение склона (Best et al., 2003).

Системы подводных каньонов/конусов выноса. Подводные каньоны встречаются повсеместно на континентальных склонах, и наличие гигантских конусов выноса вблизи их устьев свидетельствует о важности каньонов как транспортных артерий, по которым осадочный материал перемещается с шельфа/склона в глубоководные котловины (Hampton et al., 1996). Поскольку стены каньонов являются очень крутыми и высокими, то здесь постоянно существует вероятность их обрушения. Кроме того, верховья каньонов представляют собой ловушки для осадочного материала и есть примеры, когда эти отложения исчезали в результате их обрушения и перемещения вниз по каньону после сильных штормов или землетрясений (Marshall, 1978).

Обстановку системы подводных каньонов/конусов выноса можно выделить от восточной части Норвежской окраины до архипелага Шпицберген. Склон здесь пересекается многочисленными трогами, в ряде из которых были закартированы подводные оползни (рис. 1). Среди них наиболее крупной структурой является под-

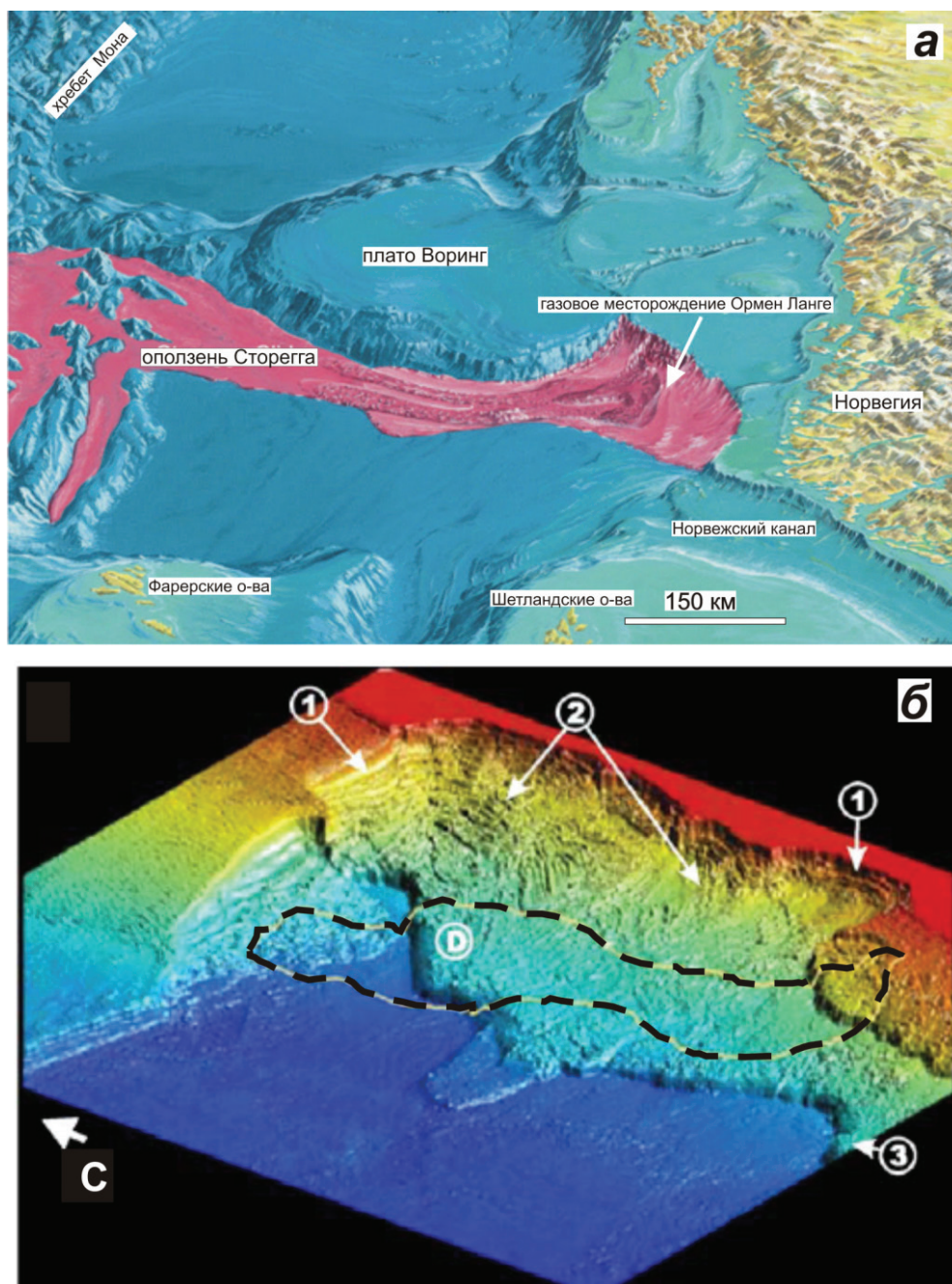


Рис. 2. Художественное изображение подводного оползня Сторегга (а) у побережья Центральной Норвегии (Posamentier, Martinsen, 2011) и 3D-изображение верхней части оползня Сторегга (б), полученное в результате съемки многолучевым эхолотом. Цифрами обозначены: 1 — головная стенка отрыва оползня, 2 — смещенные блоки в верхней части оползня, 3 — вторичные стенки отрыва. D — газовое поле Ормен Ланге, ограниченное пунктирной линией (Canals et al., 2004).

Fig. 2. (a) Artwork of the submarine landslide Storegga near the coast of Central Norway (Posamentier, Martinsen, 2011) and a 3D-image of the upper landslide Storegga (б) obtained during multibeam echosounder surveys 1 — headwall, 2 — detached blocks in the upper landslide, 3 — secondary scarps, D — gas field Ormen Lange outlined by the dashed line (Canals et al., 2004).

водный оползень Хинлопен-Ермак — первый мега-оползень, обнаруженный в Арктическом бассейне на северном склоне архипелага Шпицберген (Vanneste et al., 2006). Оползень является трансензионным и ретрогрессивным, его структура имеет специфические особенности, такие как наличие стенки отрыва высотой 1500 м и

крупных оползневых мегаблоков высотой до 450 м и длиной до 5 км (Hogan et al., 2013). Обрушение склона произошло 30 тыс. л.н. когда гемипелагические отложения верхней и нижней частей склона и отложения нижележащего конуса выноса объемом ~1150 км³ были мгновенно сброшены в котловину Нансена (Winkelmann et al., 2008).

Детальное исследование истории осадконакопления оползня дало основание сделать вывод (Winkelmann, Stein, 2007), что его образование последовало за быстрым наступлением ледника во время последнего ледникового максимума. В это время произошло резкое понижение уровня моря, край ледника находился восточнее трога Хинлопен, что вызвало асимметричную нагрузку к западу и востоку от этого района и активизацию тектонических смещений вдоль разлома, приуроченного к трогу. Заключительным событием, приведшем к обрушению склона, по всей видимости, являлось землетрясение.

На Западно-Баренцевоморской окраине в трогах Стурфьорд и Квейтола (рис. 1) в средней и верхней частях склона, было выделено 12 оползневых тел (Lucci et al., 2012). Стенки отрыва оползней располагаются на глубинах 600–800 м, их высота составляет 15–40 м, тела прослеживаются до глубины 1800 м, а площадь наиболее крупного оползня равна 1120 км².

Стратиграфические, литологические и геотехнические данные дают основание полагать, что наиболее важным фактором, который определяет нестабильность склона, является наличие в осадочном разрезе мелкозернистых терригенных/гемипелагических литофаций. Быстрая нагрузка терригенных/гемипелагических осадков более молодыми гляциальными отложениями (диамиктитами) приводит к избыточному давлению поровых вод и возникновению плоскости скольжения вдоль границы между гемипелагическими осадками и вышелегающими диамиктитами (Lucci et al., 2012).

КАНАДСКО-АЛЯСКИНСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Канадско-Аляскинская континентальная окраина в море Бофорта является негляциальной окраиной и в ее пределах можно выделить две оползневые обстановки: *открытых континентальных окраин и активных речных дельт*.

Открытые континентальные окраины. Обстановка открытых континентальных окраин соответствует Аляскинской части окраины между 153° и 140° з.д. Осадки на шельфе и континентальном склоне этой окраины накапливались в проградационной осадочной призме, материал в которую поступал с хребта Брукса, его предгорий, прибрежной равнины и морских клифов. Разрез верхних 500 м призмы сложен, в основном, глинами, алевролитами и песками (Grantz et al., 1981).

Эта часть склона была выделена в качестве оползневой области, которая протягивается на расстояние ≥ 500 км, в интервале глубин 200–2000 м (Grantz, Dinter, 1980; Grantz et al., 1981).

Подводные оползни наиболее распространены между 148° з.д. и 139° з.д., подошвы оползней, вдоль которых происходит перемещение осадочного материала, имеют углы наклона, равные 0.5°–1.5°, мощности оползневых отложений на склоне колеблются от 100 до 400 м. Возраст наиболее молодых оползней, по всей видимости, является голоценовым.

В результате сейсмических исследований (Grantz et al., 1981) было установлено, что данная оползневая область совпадает с областью распространения газогидратов. Подошвой газогидратов является высокоамплитудный горизонт BSR (Bottom Simulating Reflector), и для многих подводных оползней плоскость их скольжения совпадает с подошвой газогидратов. Предполагается, что триггерным механизмом обрушения склона являлась увеличение порового давления за счет диссоциации газогидратов (Grantz et al., 1981).

Опробование осадков в пределах оползневой области показало, что они, в основном, представлены глинистым материалом. Используя геометрию склона и физические свойства этих отложений, был выполнен расчет избыточного давления поровых вод, которое могло привести к обрушению склона (Kaуen, Lee, 2002), и установлено, что значение избыточного давления в тонкозернистых породах при диссипации газогидратов за счет уменьшения давления в результате понижения уровня моря в плейстоцене является достаточным для того чтобы вызвать обрушение склона.

Активные речные дельты. На участках активной разгрузки речных осадков на континентальную окраину могут накапливаться дельтовые отложения и происходить их разрушение с образованием оползней, которые иногда существенно изменяют морфологию дна этих мелководных районов (Hampton et al., 1996).

В Арктическом регионе примером таких оползней является подводный оползень, образовавшийся в дельте реки Маккензи (рис. 1, 3) (Mosher, 2009). Высокоразрешающие сейсмические исследования показали, что большинство позднеплейстоценовых отложений на шельфе представлены дельтовыми осадками и в ряде мест дельта проградирует за бровку шельфа на верхнюю часть склона. По сейсмоакустическим и стратиграфическим данным мощность голоценовых дельтовых осадков на склоне колеблется в диапазоне 6–10 м (Hill et al., 1982).

Стенка отрыва подводного оползня в дельте реки Маккензи была обнаружена при сейсмоакустических исследованиях (Hill et al., 1982), а в дальнейшем он был частично закартирован многолучевым эхолотом (Blasco et al., 2011). С запада на восток оползень протягивается на

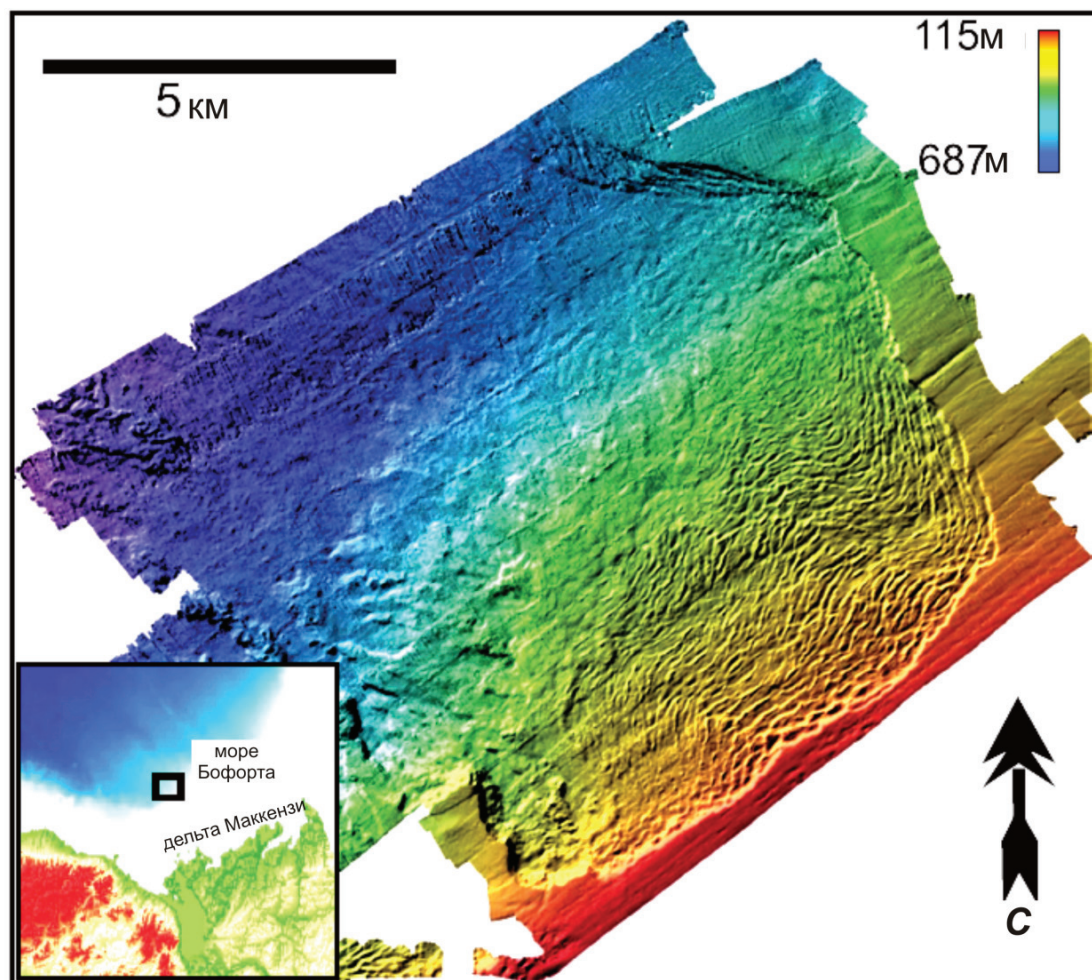


Рис. 3. Изображение подводного оползня, полученное при батиметрической съемке многолучевым эхолотом в дельте реки Маккензи, море Бофорта (Mosher, 2009). Генеральное положение оползня представлено на рис. 1.

Fig. 3. Image of the submarine landslide made by the multibeam echosounder in the MacKenzie River delta of the Beaufort Sea (Mosher, 2009). General location is shown in Fig. 1.

25 км, а с севера на юг — на 20 км, его стенка отрыва высотой ~80 м располагается на бровке шельфа вблизи изобаты 100 м. Оползневое тело прослеживается до глубины, по крайней мере, в 700 м (рис. 3). Стенка отрыва оползня совпадает с предполагаемой северной границей распространения многолетнемерзлых пород, которая может определять южную границу оползня. Газовые сипы, обнаруженные в этом районе, свидетельствуют о газонасыщенности осадков. Возраст оползня точно не установлен. Предполагается, что он мог образоваться в голоцене, а триггерным механизмом, вызвавшим обрушение склона, по всей видимости, являлось землетрясение (Blasco et al., 2011; Mosher, 2009).

ОПОЛЗНИ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЦУНАМИ

К настоящему времени накоплено достаточное количество данных, которые свидетельствуют о

том, что подводные оползни могут генерировать цунами. По сравнению с цунами сейсмического происхождения, оползневые цунами обычно имеют локальный характер, но по своей разрушительной силе они не уступают первым (Fine et al., 2005; Harbiz et al., 2013; Tappin, 2010).

В рассматриваемом регионе прямая информация о генерации оползневого цунами была получена только в одном случае, который имел место в 1996 г. когда волной было разрушено несколько береговых сооружений в Финнейд-фьорде и погибло четыре человека (Longva et al., 2003). Косвенная информация о проявлении оползневых цунами в пределах этого региона поступает при изучении палеоцунами (Bondevik et al., 2003) и численном моделировании оползневых процессов (Vanneste et al., 2010).

Метод изучения палеоцунами основан на выделении в наземных отложениях, например, в торфяниках, морских песков, которые выносятся на берег цунами; в пресноводных озерах

после заплеска цунами появляются прослойки песка, морские организмы и происходит перемещение озерных осадков (Bondevik et al., 2003). В западной части Арктического бассейна работы по изучению палеоцунами были выполнены на побережьях Норвегии (Bondevik et al., 1997), Фарерских о-вов (Grauert et al., 2001), Шотландии (Dawson et al., 1993) и Шетландских о-вов (Bondevik et al., 2003).

В результате в этих районах были обнаружены горизонты морского песка в наземных отложениях, возраст которых оценивается в 8150 лет. В связи с этим предполагается, что цунами было образовано оползнем Сторегга (рис. 1), когда ~3500 км³ осадочного матери-

ала сместилось вниз по склону (Bondevik et al., 1997). При этом высота заплеска цунами составляла для побережья Норвегии 3–12 м, на Фарерских о-вах она была > 10 м, а в Шотландии — 3–6 м. Максимальная высота заплеска более 20 м была зафиксирована на Шетландских о-вах, расположенных между Норвегией и Шотландией (рис. 4).

Численное моделирование оползневых цунами было выполнено для подводного оползня Хинлопен-Ермак и конуса выноса трога Конгсфьорд (рис. 1). Расчет, выполненный для оползня Хинлопен-Ермак, показал, что вследствие большого объема перемещенного материала и его высокой скорости, он мог генерировать

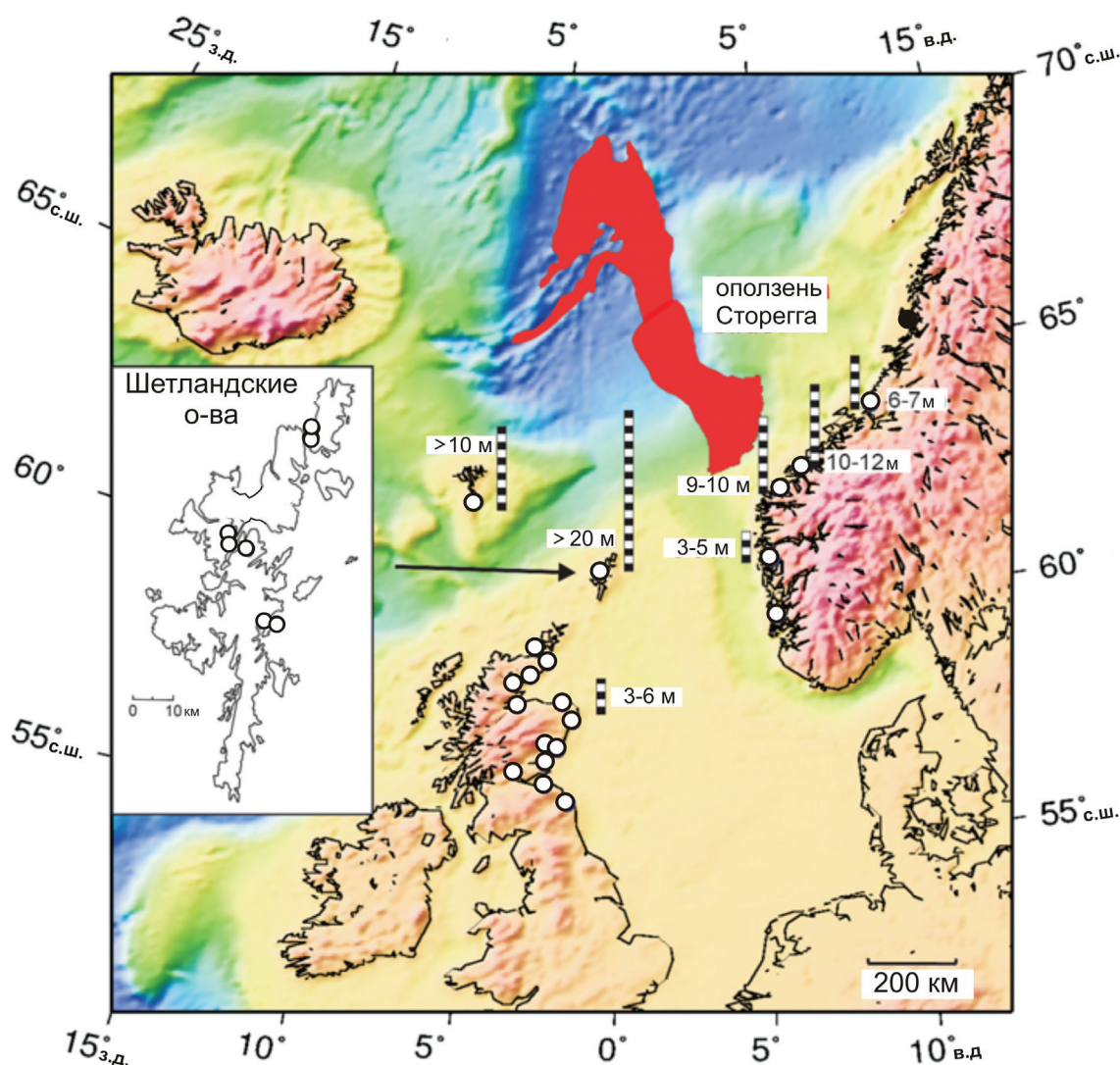


Рис. 4. Местоположение оползня Сторегга и точек на побережьях, где были обнаружены отложения оползневых цунами (незалитые кружки). Цифры обозначают высоту, на которой были взяты пробы относительно уровня моря 8200 л.н. Рейки с метровыми делениями дают наглядное представление об относительной высоте заплеска цунами на побережьях Норвегии, Англии, Шетландских и Фарерских островах (Bondevik et al., 2003).

Fig. 4. Locations of the Storegga landslide and shore points where landslide tsunami deposits were found (open circles). Numbers denote altitude of sampling in reference to the sea level existing 8200 year ago. Slats with meter graduation show relative level of tsunami overwashes on the shores of Norway, England, Shetland and the Faroe Islands (Bondevik et al., 2003).

аномально высокое цунами. Так, для одного из модельных сценариев было получено, что высота заплеска цунами на побережье о. Шпицберген, расположенного на расстоянии 20 км от источника высота цунами, могла составлять 40 м (Vanneste et al., 2010).

Конус выноса трога Конгсфьорд, расположенный у западного побережья архипелага Шпицберген (рис. 1), оставался стабильным во время последнего таяния ледников. Предполагается, что в настоящее время наблюдаемое повышение температуры водных масс может привести к диссоциации газогидратов и увеличению порового давления в осадках, которое будет провоцировать обрушение склона и образование оползня. Численные расчеты показали, что если высота стенки отрыва будет составлять 100 м, а его длина равна 130 км, то оползень будет генерировать цунами с высотой заплеска до 5 м на западном побережье арх. Шпицберген, 4–5 м — на побережьях Норвегии и Исландии и до 3 м — на Фарерских островах (Berndt et al., 2009).

В работе (Leonard et al., 2014) на побережье Канады рассматриваются две зоны потенциальной опасности на арктическом побережье: море Баффина и дельта реки Маккензи в море Бофорта. В дельте реки Маккензи возможное цунами будет иметь, вероятнее всего, оползневую природу и может представлять значительную опасность для низменного побережья моря Бофорта и нефтяных платформ на шельфе (Moshier, 2009).

Большинство подводных оползней в Арктическом регионе были обнаружены к югу от 75° с.ш. (рис. 1). Такая особенность в их распределении, по всей видимости, не отражает реальную картину и связана с отсутствием инструментальных данных, получение которых в высоких широтах с ледовым покровом является непростой задачей. Наглядным примером этого является континентальная окраина российского сектора Арктики (к востоку от 35° в.д.) склоны которой находятся севернее 75° с.ш. и где к настоящему времени не было изучено ни одного подводного оползня (рис. 1), но где существуют условия для их возможного образования. Эти условия включают наклонное дно, быстрое формирование осадочного чехла и дополнительные геологические нагрузки (триггерные механизмы), существующие в окружающей среде (Canals et al., 2004; Hampton et al., 1996).

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

В российской Арктике условия окружающей среды являются различными для Западно-Арктического и Восточно-Арктического секто-

ров и проявляются в рельефе, осадконакоплении и характерном наборе триггерных механизмов.

Рельеф. Рельеф Арктического океана рассматривался во множестве работ, обобщающие из которых (Нарышкин, Петров, 2012; Объяснительная ..., 1999; Орографическая ..., 1995; Пискарев, 2016; Jakobsson et al., 2003) были использованы нами при описании особенностей морфологии шельфа, склона и континентального подножия Западно-Арктического и Восточно-Арктического секторов российской Арктики.

Западно-Арктический сектор российской экономической зоны начинается от 35° в.д. и охватывает шельфы Баренцева и Карского морей, их склоны и частично глубоководную котловину Нансена. Этот сектор характеризуется наличием обширного шельфа, максимальная ширина которого в Карском море составляет 1700 км (рис. 5). Рельеф шельфа является контрастным из-за наличия шельфовых желобов Франц-Виктория, Святой Анны, Воронина и др., его бровка находится на глубинах от 100 до 400 м, увеличиваясь до 600–800 м в районе шельфовых желобов. Шельфовые желоба являются крупными отрицательными морфоструктурами, которые расположены на континентальной окраине Баренцева и Карского морей и создаваемый ими контрастный рельеф шельфа является одним из условия формирования подводных оползней.

Континентальный склон в пределах западного сектора имеет простое строение, т.е. на всем протяжении склона от бровки шельфа до континентального подножья отсутствуют осложнения его профиля, который в верхней части является крутым, а в нижней постепенно выполаживается. Склон переходит в континентальное подножье, представляющее собой полого наклонное морское дно. Континентальное подножье протягивается от основания континентального склона в абиссальную котловину и является поверхностью клина кластических осадков, которые были перенесены с соседнего континента. В связи с этим континентальное подножье представляет собой элемент рельефа, который свидетельствует о выносе осадочного материала с континента в океаническую котловину и его ширина качественно определяет объемы выносимого материала.

В Западно-Арктическом секторе ширина континентального подножия увеличивается с запада на восток. Подножье является сравнительно узким на отрезке вдоль основания континентального склона на баренцевоморском участке и становится шире на карском участке. Континентальное подножье формируется здесь за счет поступления осадков по шельфовым желобам, и в его строении большую роль играют конусы выноса.

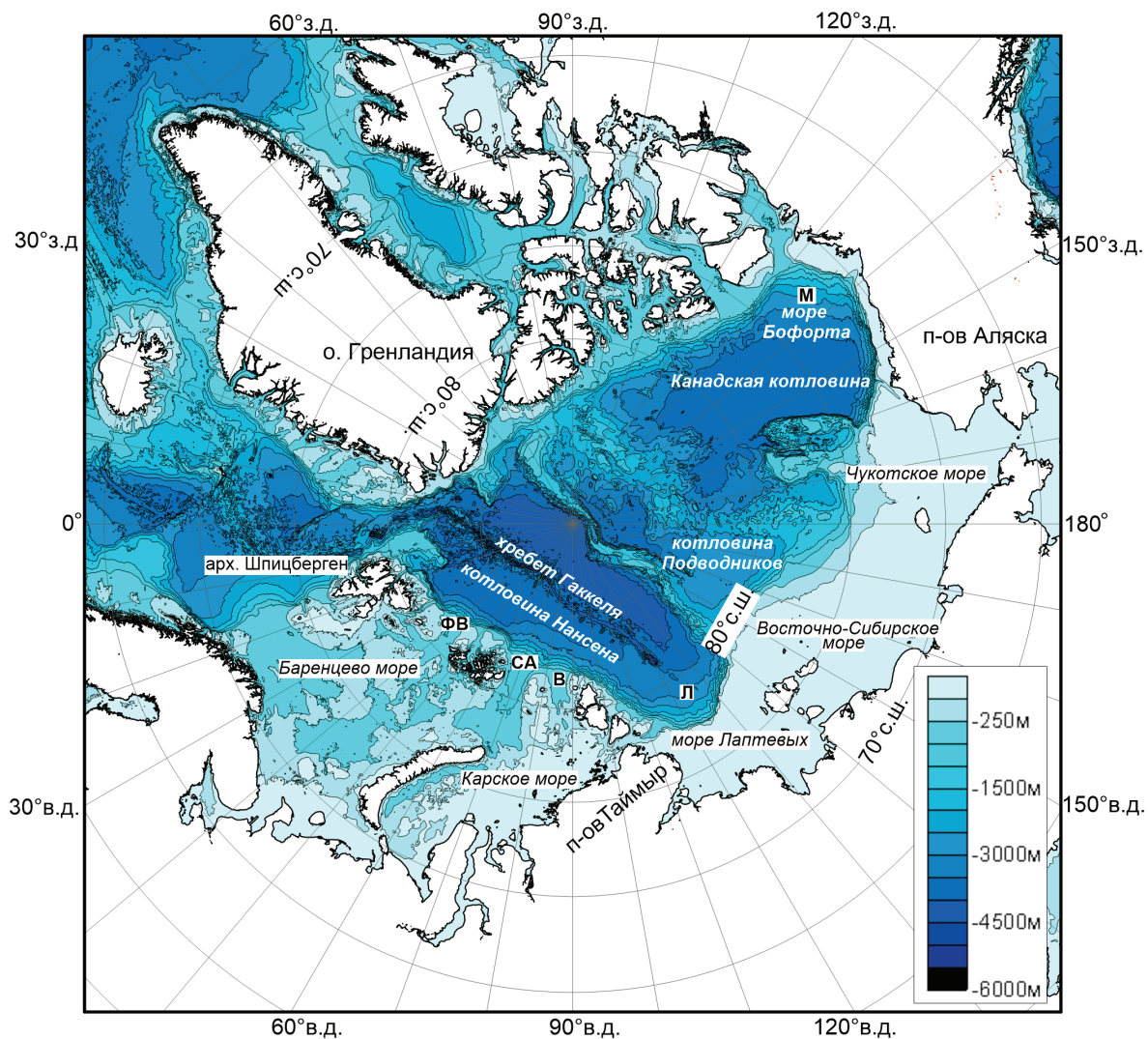


Рис. 5. Батиметрическая карта Арктического бассейна. Окраинные желоба: ФВ — Франц-Виктория, СА — Святой Анны, В — Воронина. Аномально широкие континентальные подножья: М — Маккензи, Л — Лаптевоморское. При построении карты использовался грид IBCAO V.3.0 (Jakobsson et al., 2012).

Fig. 5. Bathymetric map of the Arctic Basin. Marginal trenches: ФВ — Frantz Victoria, СА — Saint Anna, В — Voronin. Abnormally wide continental rises: М — MacKenzie, Л — the Laptev Sea. Grid IBCAO V.3.0 was used for mapping (Jakobsson et al., 2012).

К Восточно-Арктическому сектору российской экономической зоны в море Лаптевых относятся шельф, склон, часть котловины Нансена до хребта Гаккеля и большая часть шельфа в Восточно-Сибирском и Чукотском морях (рис. 5). Этот сектор также характеризуется наличием обширного шельфа, но в отличие от западного сектора его рельеф выровнен и представляет собой слабо наклоненную на север ступенчатую аккумулятивно-денудационную морскую равнину. Различие в морфологии шельфа между западным и восточным секторами хорошо видно даже на мелкомасштабной карте (рис. 5). На шельфе выделяется затопленная гидросеть (Патык-Кара, Друщиц, 2009), долины которой продолжают магистральные речные системы суши. Врез подводных долин колеблется от 5–10 м до 20 м. Бровка шельфа находится на

глубинах ~100 м и определяется по резкому изменению уклонов дна.

Континентальный склон в Восточно-Арктическом секторе имеет простое строение в пределах моря Лаптевых и сложное вдоль Восточно-Сибирского и Чукотского морей, где в направлении от бровки шельфа до дна глубоководных котловин склоны состоят из серии отрезков/уступов разной высоты и крутизны, отделенных друг от друга седловинами, плато, террасами, возвышенностями и грядами. В российскую экономическую зону входит только часть склона Восточно-Сибирского моря, граничащая с котловиной Подводников.

Континентальное подножье склонов Восточно-Сибирского и Чукотского морей практически не выражено, с другой стороны у континентального склона моря Лаптевых оно является

аномально широким (рис. 5) и по своим размерам сопоставимо с континентальным подножьем в море Бофорта. Это континентальное подножье сложено турбидитами, осадки других типов, особенно в верхней части разреза, отсутствуют. Турбидиты сносятся с окраин Канадского архипелага в море Бофорта за счет обрушения их склонов и образования оползней (Mosher et al., 2012). По аналогии с континентальным подножьем моря Бофорта, вероятно, можно предположить, что лаптевоморское континентальное подножье также состоит из турбидитов, которые являются дистальными частями оползневых тел, образующихся при обрушении склона.

Характер осадконакопления. В *Западно-Арктическом секторе* в позднечетвертичное время ледник неоднократно перекрывал шельфы Баренцева и Карского морей (Svendsen et al., 2004) и существовал вплоть до конца плейстоцена (Patton et al., 2016). Поэтому условия осадконакопления в этом регионе были аналогичны тем условиям, которые существовали на континентальных окраинах Норвежско-Гренландского бассейна в периоды ледниковья и межледниковья. Седиментационные процессы на этих окраинах контролировались резким увеличением скорости осадконакопления в короткие периоды максимумов оледенения при которых ледниками континентального шельфа выносятся значительные объемы плотных ледниковых осадков (Dimakis et al., 2000; Elverhøi et al., 2002).

Изучение осадочных колонок дало возможность реконструировать схему истории осадконакопления на континентальном склоне Карского моря за последние 190 тыс. лет (Левитан и др., 2010). Согласно этой схеме было выделено два этапа и показано, что характер осадконакопления определялся наличием Баренцево-Карского ледового щита и тесно связанными с ним колебаниями уровня моря. На первом этапе для изотопно-кислородной стадии 6 (ИКС 6, период времени со 190 до 130 тыс. лет) наблюдалось максимальное распространение ледового щита, когда ведущая роль принадлежала поставке осадочного материала айсбергами, который осаждался на морские осадки. В результате этого, как уже отмечалось, создавались благоприятные условия для образования подводных оползней, которые местами играли заметную роль в строении континентального склона.

Наличие оползневых отложений для ИКС 6 подтверждается сейсмическими исследованиями в желобах Святой Анны и Воронина (Карское море), которые выявили в их осадочном разрезе специфический сейсмоакустический комплекс (Schauer, 2008). Мощность комплекса колеблется от 1–2 м до 20 м. Интерпретация вол-

новой картины позволила выделить оползневые осадки, встречающиеся на глубинах > 650 м.

Второй этап, период с 130 до 24 тыс. лет (ИКС 5 — ИКС 3), в целом характеризовался потеплением, снятием ледовой нагрузки и наличием транзитного режима накопления донных осадков в нижней части склона. В это время происходили гляциоэвстатические колебания обусловленные сменой потеплений кратковременным оледенением в каргинском времени, возможно, на границе ИКС 3 и ИКС 4 и в течение ИКС 4. В результате аккумуляция осадков из потоков нефелоидного слоя чередовалась с седиментацией осадков, переносимых айсбергами, создавая благоприятные условия для формирования оползней. Во время ИКС 1 заметную роль играли турбидные потоки, которые могли являться дистальными отложениями подводных оползней во время последнего ледникового максимума 25–10 тыс. л.н.

В *Восточно-Арктическом секторе* на протяжении позднего кайнозоя, в отличие от Западной Арктики, не было покровного оледенения и мощных ледников. В связи с этим характер осадконакопления на шельфах и склонах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского в первую очередь определялся выносом рек и был тесным образом связан с эвстатическими колебаниями уровня моря, который несколько раз понижался до границы внешнего шельфа (Друщиц, Садчикова, 2013; Патык-Кара, Друщиц, 2009; Stein, 2000, 2008).

Эвстатические колебания уровня моря начались с крупной регрессии, которая на границе между миоценом и плиоценом захватила весь шельф северной Евразии. Следы интенсивной регрессии в конце среднего неоплейстоценового оледенения (186–127 тыс. л.н.) были обнаружены на внешнем шельфе Чукотского моря, где береговая линия этого времени в настоящее время находится на глубине 135 м (Хопкинс, 1974). Понижение уровня моря в ранневалдайское время (~115 тыс. л.н.) достигало 20–30 м, во время последнего ледникового максимума уровень моря упал на ≥ 100 м. В результате шельф был дренирован на расстояние в сотни километров и долины некоторых из крупных рек были на 1000 км длиннее, протягиваясь до внешней границы современного шельфа (Патык-Кара, Друщиц, 2009).

Деятельностью рек в регрессивную стадию были, в основном, сформированы осадочный чехол и морфология современного шельфа восточного сектора, и переносимый ими терригенный материал мог достигать и аккумулироваться на бровке шельфа и в верхней части склона. Современным аналогом этой обстановки явля-

ется река Маккензи в море Бофорта, которая, как отмечалось выше, выносит осадочный материал не только на шельф, но и на верхнюю часть склона. Таким образом, есть все основания предполагать, что в периоды низкого стояния моря на внешнем шельфе и в верхней части лаптевоморского склона накапливались массы осадочного материала, который под действием гравитационных сил перемещался и переотлагался на более низкие уровни. Наиболее вероятным временем образования таких отложений является начальная стадия трансгрессий (Друщиц, Садчикова, 2013).

Триггерные механизмы. Изучение оползневых процессов на арктических и субарктических окраинах показало, что наиболее значимыми в этих регионах являются нагрузки, вызванные землетрясениями и увеличением порового давления в осадках из-за их газонасыщенности (Leynaud et al., 2009; Mosher, 2009; Paull et al., 2007). Предполагая, что данные триггерные механизмы могут играть основную роль в обрушение склона в пределах всего арктического региона, рассмотрим характер распределения сейсмичности и газовых выбросов в российских секторах.

В *Восточно-Арктическом секторе* выделяется сейсмическая зона, приуроченная к срединно-океаническому хребту Гаккеля, склону и шельфу моря Лаптевых и маркирующая дивергентную границу между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами (Аветисов, 1996; Avetisov, 1999) (рис. 6а). На хребте Гаккеля эпицентры землетрясений выстраиваются вдоль этой структуры в полосе шириной 60–80 км. На шельфе моря Лаптевых сейсмичность имеет диффузный характер распределения, охватывая область шириной до 600 км от п-ва Таймыр до Новосибирских островов. Землетрясения являются мелкофокусными с глубиной очага 4–36 км, их магнитуды могут превышать 6.

В *Западно-Арктическом секторе* зоны сейсмичности приурочены к желобам Франц-Виктория, Святой Анны, Воронина и проливам Северной Земли (Аветисов, 1996; Поселов и др., 2012). Из них наиболее сейсмически активной является зона желоба Франц-Виктория, где было зарегистрировано землетрясение с магнитудой больше 6 (рис. 6а). Данные зоны сейсмичности не приурочены к границами плит и являются внутриплитным событиями.

Сейсмоакустические и гидролокационные исследования показали наличие газонасыщенных осадков на больших площадях в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море (Дмитревский и др., 2012). Транспорт газа, в основном метана, из осадков в водную толщу осуществляется диффузионным и пузырь-

ковым способом и в последнем случае этот процесс фиксируется на эхолоте в виде гидроакустических аномалий — газовых факелов. Обширная область газовых факелов была обнаружена на внешнем шельфе моря Лаптевых (Shakhova et al., 2015). Длина этой области составляет 180 км, ширина — 60 км и она включает в себя множество полей газовых факелов в интервале глубин 50–100 м (рис. 6б). Газовые факелы располагаются отдельными цепочками длина которых превышает 1 км, что свидетельствует об активной эмиссии метана из газонасыщенных осадков. Второй участок с проявлением выбросов газа из осадочной толщи расположен на шельфе центральной части Восточно-Сибирского моря на глубинах 40–45 м, где к настоящему времени были зарегистрированы только две точки с наличием газовых факелов (рис. 6б).

ОБСУЖДЕНИЕ

Подводные оползни, широко распространены на гляциальных (Норвежско-Шпицбергенская) и негляциальных (Канадско-Аляскинская) континентальных окраинах (рис. 1). На этом рисунке показаны только те оползни, которые выражены в рельефе дна, и имеют возраст менее 30 тыс. лет. С другой стороны, известно что обрушение склонов Норвежско-Шпицбергенской окраины происходило через достаточно регулярные интервалы времени в течение всего плейстоцена и при сейсмической съемке в осадочном разрезе были выделены комплексы оползневых отложений с возрастом 1–0.2 млн л. (Hjelstuen et al., 2007). Объемы этих комплексов на порядок превышают объем оползня Сторегга, являющегося одним из наиболее крупных голоценовых оползней этого региона.

Для Канадско-Аляскинской окраины установлено, что верхняя часть осадочного разреза Канадской котловины сложена, в основном, турбидитами, перенесенными с Канадского архипелага и окраин моря Бофорта. В стратиграфическом разрезе конуса выноса реки Маккензи также доминируют комплексы перемещенных отложений и площадь одного из них составляет 13200 км², подстилая почти всю южную часть Канадской котловины (Mosher et al., 2012).

Наличие оползневых структур на континентальной окраине российской Арктики отмечалось в ряде работ (Гусев и др., 2002; Калинин, 1985; Никифоров и др., 2016), однако ни одна из этих структур не была изучена и подобного рода ситуация, вероятно, обусловлена двумя причинами. Первая связана с тем, что из-за колоссальной протяженности шельфа, континентальный склон располагается в широтах с ледовым

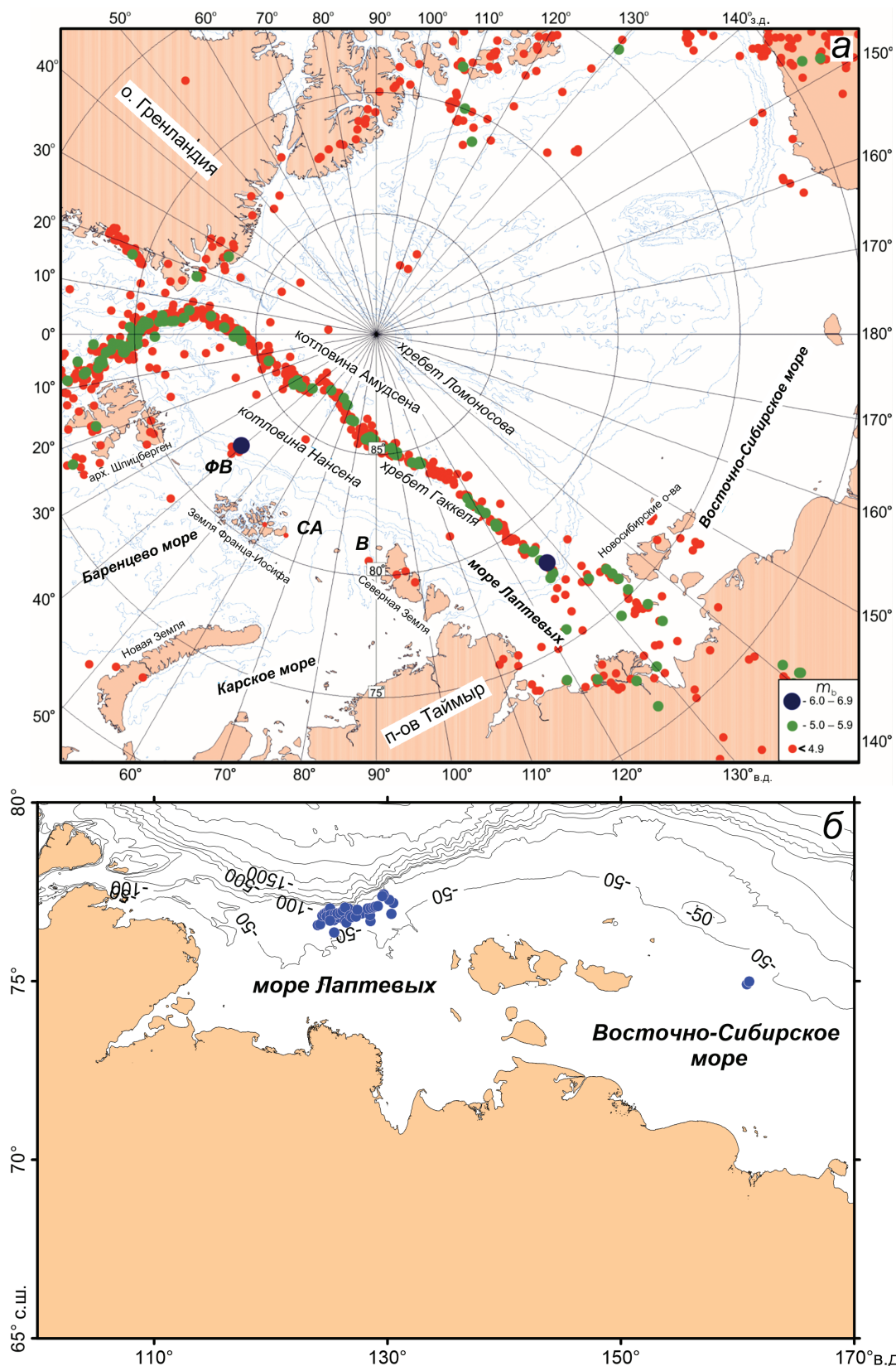


Рис. 6. Эпицентры землетрясений Арктического бассейна (Пискарев, 2016) (а). Расшифровку сокращений см. на рис. 5. Области в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море с наличием газовых эмиссий (залитые кружки), которые свидетельствуют о газонасыщенности осадочной толщи (Shakhova et al., 2015) (б). При построении карт использовался грид IBCAO V.3.0 (Jakobsson et al., 2012).

Fig. 6. Epicenters of earthquakes in the Arctic Basin (Piskarev, 2016). (a). The key to abbreviations see in fig. 5. Areas of gas emissions (painted circles) indicate gas saturation in sedimentary thickness (Shakhova et al., 2015) (b). Grid IBCAO V.3.0 was used for mapping (Jakobsson et al., 2012).

покрытием, что существенно затрудняет проведение научных исследований. Второй причиной, по-видимому, является незаинтересованность нефтяных и газовых компаний в этих исследованиях, поскольку все известные месторождения углеводородов российской Арктики располагаются на значительном удалении от возможных мест генерации оползней.

Открытие в 1997 г. на оползне Сторегга месторождения Ормен Ланге привело к быстрому росту работ, посвященных изучению оползневых процессов, на которые норвежскими нефтяными компаниями было потрачено 100 млн долларов (Bryn et al., 2004) и поэтому в настоящее время норвежские ученые занимают лидирующее место в изучении этой проблемы. Канадско-Аляскинская окраина также является регионом, где происходит активная добыча углеводородов и о наличии в ее пределах подводных оползней известно достаточно давно (Grantz, Dinter, 1980; Grantz et al., 1981). Информация об исследованиях, выполненных в более позднее время, в доступной литературе отсутствует. Это, вероятно, связано с тем, что работы проводятся нефтяными компаниями и их результаты являются закрытыми.

В связи с этим Норвежско-Шпицбергенская окраина с точки зрения исследования подводных оползней является наиболее изученным районом Арктического бассейна и до настоящего времени модели неустойчивости континентального склона разрабатывались в основном для этой гляциальной окраины, которая периодически подвергалась воздействию ледников.

В настоящее время существует общее представление о том, что стабильность подводного склона зависит от тонкого равновесия между несколькими начальными условиями (в основном связанными с осадочным процессом), определяющими понижения прочности осадков и увеличения воздействующего на них напряжения. Эти условия варьируют во времени и строго зависят от локальной геологической эволюции, которая на гляциальных окраинах тесно связана с гляциальной-интергляциальной циклическостью (Lee, 2009; Leynaud et al., 2009; Locat, Lee, 2002).

Во время кратковременных периодов гляциальных максимумов, когда ледниками на бровку континентального шельфа выносятся плотный ледниковый материал, осадконакопление на этих окраинах контролируется резким увеличением скорости аккумуляции осадков (Dimakis et al. 2000; Elverhøi et al., 2002). В периоды минимального распространения ледникового покрова или в межледниковье на континентальных

окраинах происходит медленное накопление гемипелагических или контуритовых отложений (Bryn et al., 2005; Laberg, Camerlenghi, 2008). Последние, как правило, соответствуют плоскостям скольжения, вдоль которых происходит движение оползневого тела, возникающее при избыточном давлении поровых вод, связанным с быстрой нагрузкой большого объема ледниковых отложений, и последующего уменьшения эффективного напряжения. Характерные особенности подводных оползней, находящихся в различных обстановках могут отличаться, но несмотря на эти отличия, оползание начинает происходить вдоль специфических горизонтов, являющихся ослабленными слоями. Такими слоями часто являются тонкослоистые глины, которые по условиям образования отличаются от остальной осадочной толщи.

Триггерными механизмами, в основном, являются землетрясения и увеличение порового давления из-за диссоциации газогидратов вследствие понижения уровня моря и/или наличие газа в осадках. Для оползней во фьордах дополнительным триггерным механизмом могут служить циклические нагрузки, вызываемые волнением и/или низкими приливами и отливами.

В российской Арктике аналогом Норвежско-Шпицбергенской окраины является ее западный сектор, где по особенностям рельефа можно выделить обстановку системы подводных каньонов/конусов выноса. Эта обстановка существует на всем протяжении Баренцевоморско-Карской континентальной окраины и проявляется в наличии отрицательных структур — окраинных желобов. Желоба начинаются на шельфе и служат транспортными артериями, по которым осадки переносятся на склон с формированием конусов выноса на континентальном подножье. На Норвежско-Шпицбергенской окраине в аналогичной обстановке подводные оползни, как это было показано, имеют широкое распространение, поэтому есть все основания предполагать наличие оползневых тел и в рассматриваемом районе.

В Западно-Арктическом секторе специальных исследований, посвященных изучению подводных оползней, не проводилось, тем не менее, свидетельства наличия оползневых структур и перемещенных отложений были получены на отдельных батиметрических и сейсмических профилях и при изучении осадочных колонок в Баренцевом и Карском морях (Калиненко, 1985; Левитан и др., 2010; Schauer, 2008).

В пределах Восточно-Арктического сектора ледниковый покров отсутствовал и его шельф неоднократно подвергался осушению за счет гляциоэвстатических колебаний уровня моря,

которые происходили в плейстоцен-голоценовое время и ранее, когда устья рек продвигались на север и их осадочный материал выносился на бровку шельфа. Особенно значительным продвижением было во время последнего ледникового максимума и мессинского кризиса миоцена (Друщиц, Садчикова, 2013).

Во время периодов низкого стояния уровня моря береговая линия располагалась вблизи бровки шельфа и речные осадки отлагались непосредственно на континентальный склон. В это время обстановка на лаптевоморском склоне, вероятно, была аналогичной той, которая в настоящее время наблюдается для дельты и конуса выноса реки Маккензи, где шельф является более узким и даже при современном высоком стоянии уровня моря речные отложения могут переноситься вплоть до верхней части склона. На возможное наличие подводных оползней на лаптевоморском континентальном подножье указывают многочисленные крутые уступы, которые имеют извилистые очертания и интерпретируются в качестве границ оползневых шлейфов различных генераций (Гусев и др., 2002). В общем плане предполагается, что образование оползней происходит чаще в периоды низкого стояния уровня моря или в начале трансгрессии, но это также зависит от соответствия гляциальным циклам.

Наличие оползней предполагает генерацию ими оползневых цунами на российском побережье Арктики и явления, похожие на цунами, наблюдались в сравнительно недавнее время. Так, на побережье Белого моря в 1888 г. волной с заплеском несколько метров в селе Кашкаранцы (Мурманская обл.) на побережье Белого моря было уничтожено множество построек. Предполагается, что волна цунами, обрушившаяся на это побережье, была возбуждена подводным оползнем, который, вероятно, было вызван землетрясением (Никонов, 2015).

ВЫВОДЫ

Обзор исследований, выполненных при изучении подводных оползней, показал, что эти геологические образования широко распространены на континентальных окраинах Арктического бассейна. На гляциальных окраинах Арктического бассейна подводные оползни образуются в эпохи оледенения, когда на склон поступает значительное количество грубого осадочного материала. Основными триггерными механизмами при образовании подводных оползней на этих континентальных окраинах являлись землетрясения и газонасыщенность осадочной толщи.

Потенциал и частота повторяемости цунами, которые могут генерироваться подводными оползнями Арктического бассейна, являются неопределенными. Результаты изучения палеоцунами от подводного оползня Сторегга и проведенное численное моделирование генерации цунами при обрушении склона и образовании оползня Хинлопен-Ермак показали, что вертикальная высота заплеска может превышать 20 м для оползня Сторегга (Bondevik et al., 1997) и составлять 40 м для оползня Хинлопен-Ермак (Vanneste et al., 2010).

В плане изучения подводных оползней российский сектор Арктики является «белым пятном», тем не менее, есть основания предполагать, что подводные оползни достаточно широко распространены в этом регионе. Это предположение основано на наличии здесь обстановок, аналогичных обстановкам в Норвежско-Баренцево-морском бассейне и море Бофорта и подтверждается проведенным анализом морфологии рельефа, характера осадконакопления и наличием дополнительных геологических нагрузок — триггерных механизмов. В результате этого анализа были выделены две области наиболее благоприятные для образования оползней. Первая приурочена к системе каньонов/конусов выноса на Баренцево-морско-Карской континентальной окраине и соответствует желобам Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина и их конусам выноса. Вторая располагается на бровке шельфа, склоне и континентальном подножье Лаптево-морской континентальной окраины. Наиболее вероятными триггерными механизмами, которые могут приводить к обрушению склона, являются землетрясения, для Лаптево-морской окраины дополнительную роль играет газонасыщенность осадочной толщи.

Российский сектор Арктики имеет обширный шельф, поэтому его побережья и районы нефте-газодобычи находятся на значительном удалении от континентального склона, который является наиболее вероятным местом генерации подводных оползней и оползневых цунами. В тоже время шельф Западно-Арктического сектора характеризуется достаточно изрезанным рельефом из-за наличия окраинных желобов, верховья которых значительно продвинуты к побережью. Склоны желобов достаточно крутые и засыпаны осадками, батиметрические исследования предполагают наличие стенок отрыва оползней. В связи с этим данный район можно рассматривать в качестве одного из первоочередных для проведения исследований по изучению оползневых процессов и численного моделирования оползневых цунами. Результаты этих исследований будут способствовать более безопасному размещению подводных сооружений/

береговой инфраструктуры и снижению уровня рисков, которые могут возникать при освоении Арктического региона, в частности при разведке и разработке месторождений углеводородов.

Работа выполнена по программе Президиума РАН, государственное задание № 0149-218-0029 и при поддержке гранта РФФИ 17-05-41144-РГО.

Список литературы [References]

- Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОГ, 1996. 183 с. [*Avetisov G.P.* Seismoactive zones of the Arctic. SPb.: VNIIOG, 1996. 183 p. (in Russian)].
- Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря, Кн. 1. Арктические моря / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Г. Погребицкий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с. [Geology and mineral resources of the Russia. V. 5. Arctic and Far Eastern Seas, book 1. Arctic Seas / SPb.: Ed. I.S. Gramberg, V.L. Ivanov, Yu. G. Pogrebitskij. SPb.: Izd-vo VSEGEI, 2004. 468 p.].
- Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В. и др.* Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 40–54. [*Gusev E.A., Zajonchek A.V., Mehnnis M.B. et al.* End of Gakkell Ridge near Laptev Sea // Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. Vyp. 4. SPb.: VNIIOkeangeologiya, 2002. P. 40–54 (in Russian)].
- Дмитревский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г.* Сейсмоакустические исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в морях восточной Арктики в 57-м рейсе НИС «Академик Лаврентьев» // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 617–620. [*Dmitrievskii N.N., Anan'ev R.A., Libina N.V., Roslyakov A.G.* Seismoacoustic studies of the upper sedimentary stratum and the seafloor relief in the East Arctic seas during the 57th cruise of the R/V Akademik M.A. Lavrent'ev Oceanology. 2012. V. 52, Iss. 4. P. 576–578. <https://doi.org/10.1134/S0001437012030022>].
- Друщиц В.А., Садчикова Т.А.* Позднекайнозойское терригенное осадконакопление на шельфе Восточной Арктики // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 280–282. [*Drushhits V.A., Sadchikova T.A.* Late Cenozoic terrigenous sedimentation on the Eastern Arctic shelf // Osadochnye bassejny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geologicheskoy istorii. Materialy VII Vserossijskogo litologicheskogo soveshaniya (Novosibirsk, 28–31 oktyabrya 2013 g.).
- Novosibirsk: INGG SO RAN, 2013. P. 280–282 (in Russian)].
- Калиненко В.В.* Особенности седиментации в срединной части Баренцева моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: «Наука», 1985. С. 101–112. [*Kalinenko V.V.* Peculiar properties of the sedimentation in the middle part of the Barents Sea // Geologiya i geomorfologiya shel'fov i materikovykh sklonov. M.: «Nauka», 1985. P. 101–112 (in Russian)].
- Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю. и др.* История осадконакопления на подводной континентальной окраине Карского моря за последние 190 тыс. лет // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 174–198. [*Levitan M.A., Roshhina I.A., Rusakov V.YU. et al.* Sedimentation history on Kara Sea submarine continental margin during last 190 ky // Geologiya i geoekologiya kontinental'nykh okrain Evrazii. Vyp. 2. M.: GEOS, 2010. P. 174–198 (in Russian)].
- Нарышкин Г.Д., Петров Д.М.* Исследования рельефа дна Арктического бассейна по обеспечению многоцелевых программ экологической безопасности // Арктика: экология и экономика. 2012. № 1 (5). С. 60–67. [*Naryshkin G.B., Petrov D.M.* Bottom Relief of the Arctic Basin for Multi-Purpose Programs of the Environmental Safety // Arctic: Ecology and Economy. 2012. Iss. 1 (5). P. 60–67 (in Russian)].
- Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитриевский Н.Н. и др.* Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе северного морского пути // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 218–220. <https://doi.org/10.7868/S0869565216020225> [*Nikiforov S.L., Lobkovskii L.I., Dmitrievskii N.N. et al.* Expected geological and geomorphological risks along the Northern Sea Route. // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 466. № 1. P. 75–77. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1601013X>].
- Никонов А.А.* Небывалое бедствие в селе Кашкаранцы // Природа. 2015. № 1 (1193). С. 51–55. [*Nikonov A.A.* An Unprecedented Disaster in the Village Kashkarantsy // Priroda. 2015. № 1 (1193). P. 51–55 (in Russian)].
- Объяснительная записка к картам Арктического бассейна: Орографическая карта Арктического бассейна. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. СПб. 1999. 39 с. [Explanatory note to the maps of the Arctic basin: Orographic chart of the Arctic basin. Sea bottom relief of the Arctic ocean SPb. 1999. 39 p. (in Russian)].
- Орографическая карта Арктического бассейна [Карты] / Отв. ред. И.С. Грамберг, гл. ред. Г. Д. Нарышкин. Масштаб 1 : 5 000 000. Хельсинки: Карттакекус, 1995. [Orographic chart of the Arctic basin [Charts] / Ed. I.S. Gramberg, G.B. Naryshkin. Scale 1 : 5 000 000. Hel'sinki: Karttakeskus, 1995 (in Russian)].
- Патык-Кара Н.Г., Друщиц В.А.* Особенности динамики осадочного материала на шельфе Арктики в позднем кайнозое // Геология полярных областей

- Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 101–104. [*Patyk-Kara N.G., Druschic V.A.* Dynamic features of the sedimentary material on Arctic shelf in the Late Cenozoic // *Geologiya polyarnyh oblastej Zemli. Materialy XLII Tektonicheskogo soveschaniya*. 2009. V. 2. P. 101–104 (in Russian)].
- Пискарев А.Л.* Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с. [*Piskarev A.L.* Arctic basin (geology and morphology) SPb.: VNIIOkeangeologiya, 2016. 291 p. (in Russian)].
- Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др.* Хребт Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в арктический бассейн // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662–1680. [*Poselov V.A., Avetisov G.P., Butsenko V.V. et al.* The Lomonosov ridge as a natural extension of the Eurasian continental margin into the Arctic basin // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53, Iss. 12, December P. 1276–1290. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.10.002>].
- Хопкинс Д.М.* История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет // *Берингия в кайнозое*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 9–27. [*Hopkins D.M.* History of the sea level in Beringiya during last 250000 y // *Beringiya v kajnozoe*. Vladivostok: DVNTS AN SSSR, 1976 P. 9–27 (in Russian)].
- Barley B.* Deepwater problems around the world // *Leading Edge*. 1999. V. 18. № 4. P. 488–494.
- Berndt C., Brune S., Nisbet E., Zschau J., Sobolev S. V.* Tsunami modeling of a submarine landslide in the Fram Strait // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. № 4. Q04009. <https://doi.org/10.1029/2008GC002292>.
- Best A.I., Clayton C.R.I., Longva O., Szuman M.* The role of free gas in the activation of submarine slides in Finneidfjord // *Locat J., Mienert J. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Kluwer Acad. Publ. Dordrecht. The Netherlands. 2003. P. 491–498.
- Blasco, S., Bennett, R., Brent, T., Burton, M. et al.* State of Knowledge: Beaufort Sea Seabed Geohazards Associated with Offshore Hydrocarbon Development // *Geological Survey of Canada, Open File*, 2011. 306 p.
- Bondevik, S., Svendsen J. I., Johnsen G. et al.* The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup // *Boreas*. 1997. V. 26. Iss. 1. P. 29–53.
- Bondevik S., Mangerud J., Dawson S.* Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic // *EOS*. 2003. V. 84. Iss. 31. P. 289–293.
- Bryn P., Guttormsen T., Kjærnes P. et al.* J. Storegga slide assesment / *The Offshore Technology Conference*. OTC. Houston. USA 3–6 May 2004. Paper 1650.
- Campbell K.J.* Deepwater geohazards: how significant are they? // *Leading Edge*. 1999. V. 18. Iss. 4. P. 514–519.
- Canals M., Lastras G., Urgeles R. et al.* Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project // *Marine Geology*. 2004. V. 213. Iss. 1–4. P. 9–72. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.001>.
- Dawson A.G., Long D., Smith D. E. et al.* Tsunamis in the Norwegian Sea and North Sea caused by the Storegga submarine landslides // *Tsunamis in the World*. Ed.: S. Tinti. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands. 1993. P. 31–42.
- Dimakis P., Elverhøi A., Høeg K.* Submarine slope stability on high-latitude glaciated Svalbard–Barents Sea margin // *Marine Geology*. 2000. V. 162. Iss. 2–4. P. 303–316.
- Elverhøi A., De Blasio F.V., Butt F.A. et al.* Submarine mass-wasting on glacially-influenced continental slopes: processes and dynamics // *Journal of Geological Society*. London. Special Publication: Glacier-influenced sedimentation on high-latitude continental margins. Dowdeswell J.A., O’Cofaigh C. (eds). 2002. V. 203. Iss. 1. P. 73–87.
- Fine I.V., Rabinovich A.B., Bornhold B.D. et al.* The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling // *Marine Geology*. 2005. V. 215. № 1–2. P. 45–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.11.007>.
- Forwick M., Vorren T.O.* Submarine Mass Wasting in Isfjorden, Spitsbergen / Y. Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara et al. (eds). *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer Science+Business Media B.V. 2012. V. 31. P. 711–722. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_15.
- Grantz A., Dinter D.A.* Constrains of geological processes on western Beaufort oil development // *Oil and Gas Journal*. 1980. V. 78. № 18. P. 304–319.
- Grantz A., Eittrheim S.L., Whitney O.J.* Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implication for the origin of the Canada Basin // *Nairn A.S., Chamber M.T., Stehli F.A. (eds.) The ocean basins and margins*. Plenum Publishing Corp., 1981. P. 439–492.
- Grauert M., Björck S., Bondevik S.* Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suduroy, the Faroe Islands // *Boreas*. 2001. V. 30. Iss. 4. P. 263–271.
- Haflidason H., Sejrup H.P., Nygård A. et al.* The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development // *Marine Geology*. 2004. V. 213. Iss.1–4. P. 201–234. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.007>.
- Haflidason H., Lien R., Sejrup H.P. et al.* The dating and morphometry of the Storegga Slide // *Marine and Petroleum Geology*. 2005. V. 22. Iss. 1–2. P. 123–136. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.008>.
- Hampton M.A., Lee H.J., Locat J.* Submarine Landslides // *Reviews of Geophysics*. 1996. V. 34. Iss. 1. P. 33–59.
- Harbitz C. B., Løvholt F., Bungum H.* Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely? // *Natural Hazards*. 2014. V. 72. Iss. 3. P. 1341–1374. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0681-3>.
- Hjelstuen B. O., Eldholm O., Faleide J.I.* Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 258. Iss. 4–3. P. 605–618. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.025>.

- Hill P.R., Moran K.M., Blasco S.M.* Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort Sea // *Geo-Marine Letters*. 1982. V. 2. Iss. 3–4. P. 163–170.
- Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R.* Physiographic provinces of the Arctic Ocean seafloor // *Geological Society of America Bulletin*. 2003. V. 115. Iss. 11. P. 1443–1455.
- Jakobsson M., Mayer L., Coakley B.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. Iss. 12. L12609. <https://doi.org/10.1029/2012GL052219>.
- Kayen R. E., Lee H. J.* Slope stability in regions of seafloor gas hydrates: Beaufort Sea continental slope // *Submarine landslides: Selected Studies in the US Exclusive Economic Zone*. Schwab W.C., Lee H.J., Twichell D.C. (eds.). US Geological Survey Bulletin, 2002. P. 97–103.
- Kleiber H.P., Neissen F., Weiel D.* The Quaternary evolution of the western Laptev Sea continental margin? Arctic Siberia — implication from sub-bottom profiling // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. Iss. 1–4. P. 105–124.
- Kvalstad, T. J., Andresen, L., Forsberg, C. F. et al.* The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics // *Marine and Petroleum Geology* 2005. V. 22. Iss. 1. P. 245–256. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.019>.
- Laberg J.S., Camerlenghi A.* Significance of contourites for submarine slope stability // *Rebesco M., Camerlenghi A. (eds) Contourites Development in Sedimentology Series V. 60*. Elsevier, Amsterdam. 2008. P. 537–556.
- Lee H.J.* Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin // *Marine Geology*. 2009. V. 264. Iss. 1–2. P. 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.09.009>.
- Leonard L., Roger G., Mazotti S.* Tsunami hazard assessment of Canada // *Natural Hazards*. 2014. V. 70. № 1. P. 237–274. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0809-5>.
- Leynaud D., Mienert J., Vanneste M.* Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: A review of triggering mechanisms and preconditions to failure // *Marine and Petroleum Geology*. 2009. V. 26. Iss. 5. P. 8–632. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.02.008/>.
- Longva O., Janbu N., Blikra H.L., Bøe R.* The 1996 Finneidfjord slide: seafloor failure and slide dynamics // *Locat J., Mienert J. (eds.) Submarine mass movements and their consequences*. Springer. Dordrecht, 2003. P. 531–538.
- Lucchi R. G., Pedrosa M. T., Camerlenghi A.* Recent Submarine Landslides on the Continental Slope of Storfjorden and Kveithola Trough-Mouth Fans (North West Barents Sea) // *Y. Yamada K. Kawamura, K. Ikehara et al. (eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research 31*. Springer Science+Business Media B.V. 2012. P. 735–745. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_15.
- Lyså A., Hansen L., Christensen O. et al.* Landscape evolution and slide processes in a glacioisostatic rebound area; a combined marine and terrestrial approach // *Marine Geology*. 2008. V. 248. Iss. 1–2. P. 53–73 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.10.008>.
- Masson D.G., Harbitz C.B. Wynn R.B. et al.* Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2006. V. 364. № 1845. P. 2009–2039. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1810>.
- Marshall N.F.* Large storm-induced sediment slump reopens an unknown Scripps Submarine canyon tributary / In: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Stanley D.J., Kelling G (Eds.). Van Nostrand Reinhold, New York, 1978. P. 73–84.
- Mosher D.* Submarine Landslides and Consequent Tsunamis in Canada // *Geoscience Canada*. 2009. V. 36. Iss. 4. P. 179–190.
- Mosher D.C., Shimeld J., Hutchinson D. et al.* Submarine Landslides in Arctic Sedimentation: Canada Basin // *Y. Yamada K. Kawamura, K. Ikehara et al. (eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 31*. Springer Science+Business Media B.V. 2012. P. 147–157. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_15.
- Posamentier H.W., Martinsen O.J.* The character and genesis of submass-marine transport deposits: insights from outcrops and 3D seismic data // *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. Shipp R.C., Weimer P., Posamentier H.W. SEPM Society for Sedimentary Geology. Tulsa. Oklahoma, 2011. P. 7–38.
- Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al.* The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 153. Iss. 1. P. 97–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.009>.
- Paull C.K., Ussler W, Dallimore D.R. et al.* Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. Iss. 1. L01603. <https://doi.org/10.1029/2006GL027977>.
- Schauer U.* The Expedition ARKTIS-XXII/2 of the Research Vessel «Polarstern» in 2007 / *Berichte zur Polarforschung*. 2008. № 579. 271 p.
- Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al.* The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2015. V. 373: 20140451. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0451>.
- Solheim A., Bryn P., Berg K., Mienert J. et al.* Ormen Lange — an integrated study for the safe development of a deep-water gas field within the Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin // *Marine*

- and Petroleum Geology. 2005. V. 22. № 1–2. P. 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.001>.
- Stein R.* Arctic Ocean Sediments processes, proxies and paleoenvironment. Amsderdam. Elsevier, 2008. 592 p.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Review*. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>.
- Rise L., Chand Sh., Hafidason H. et al.* Investigations of Slides at the Upper Continental Slope Off Vesterålen, North Norway // Y. Yamada K. Kawamura, K. Ikehara et al. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences* // *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31. Springer Science+Business Media B.V. 2012. P. 167–176. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_15.
- Tappin D.R.* Mass transport events and their tsunami hazard // *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Mosher D.C., Craig Shipp R., Moscardelli L. et al. (eds.) // *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Springer, Amsterdam. 2010. V. 28. Iss. 1. P. 667–684.
- Vanneste M., L'Heureux J.-S., Baeten N. et al.* Landslides and Their Dynamics in Coastal and Deepwater Environments, Norway // Y. Yamada K. Kawamura, K. Ikehara et al. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences* // *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31. Springer Science+Business Media B.V. 2012. P. 29–42. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_15.
- Vanneste M., Harbitz C. B., De Blasio F. V. et al.* Hinlopen–Yermak Landslide, Arctic Ocean — Geomorphology, Landslide Dynamics, And Tsunami Simulations // Shipp R.C. et al. (eds.) *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 2010. № 96. P. 509–529.
- Winkelmann D., Stein R.* Triggering of the Hinlopen/Yermak Megaslide in relation to paleoceanography and climate history of the continental margin north of Spitsbergen // *Geochemistry Geophysics Geosystem*. 2007. V. 8. Iss. 6. P. 1–15. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_1510.1029/2006GC001485.
- Winkelmann D., Geissler W., Schneider J., Stein R.* Dynamics and timing of the Hinlopen/Yermak Megaslide north of Spitsbergen, Arctic Ocean // *Marine Geology*. 2008. V. 250. Iss. 1–2. P. 34–50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.013>.

SUBMARINE LANDSLIDES IN THE CONTINENTAL MARGINS OF THE ARCTIC BASIN

B.V. Baranov¹, K.A. Dozorova¹, V.A. Rashidov^{2,3}, D.D. Rukavishnikova¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow 117997;
e-mail: bbaranov@ocean.ru*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

³*Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, 690022*

A review of investigations devoted to submarine landslides of Norwegian-Barents Sea-Spitsbergen and Canadian-Alaskan continental margins is presented. The review includes general characteristics of the landslides and environments in which they are widely spread. Data on Russian Arctic landslide processes are very poor; so for this region we examined necessary and sufficient conditions of landslide formation such as sloping bottom, high-rate sedimentation and environmental stress (triggering mechanisms). As a result the most favorable for landslides formation areas were distinguished, namely: shelf trenches and their fans in the Kara Sea, shelf break, slope and broad continental rise in the Laptev Sea.

Keywords: submarine landslides, landslide tsunamis, formation environment, Arctic Basin.