

## ВЕРОЯТНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ НА НОРВЕЖСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ

© 2024 А.О. Мазарович, А.С. Абрамова, К.О. Добролюбова,  
Ю.А. Зарайская, Е.А. Мороз, С.Ю. Соколов

*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия, 119017;  
e-mail: amazarovich@yandex.ru*

Поступила в редакцию 17.05. 2023 г.; после доработки 10.01. 2024 г.; принята в печать 25.03.2024 г.

На пассивной окраине Норвегии расположены многочисленные оползни. По их количеству и протяженности их зон отрыва окраина может быть разделена на три сегмента (с юга на север) — скандинавский, баренцевоморский и шпицбергенский. Четвертым сегментом (Арктическим) представляется область перехода, расположенная севернее архипелага Шпицберген. В скандинавском сегменте, на континентальном склоне и глубже установлено около сорока крупных подводно-оползневых тел. В баренцевоморском сегменте преобладают отложения конусов выноса, с которыми сочетаются оползни. В шпицбергенском сегменте крупных оползней не обнаружено. Проведенный анализ опубликованных и оригинальных геолого-геофизических данных, свидетельствует о том, что наиболее вероятное формирование новых оползней может в дальнейшем произойти в шпицбергенском сегменте, а также на хребте Вестнеса.

*Ключевые слова: континентальная окраина Норвегии, Скандинавия, Шпицберген, оползни, сейсмичность, газогидраты.*

### ВВЕДЕНИЕ

На пассивной окраине Норвегии расположены масштабные оползни (Баранов и др., 2018; Lee, 2009; Winkelmann 2007 и др.). Большинство из них сосредоточены вдоль западного побережья Скандинавского полуострова и обстоятельно изучены. Их образование происходило в областях накопления мощных осадочных тел, значительных градиентов склонов и существования «спусковых механизмов» таких как сейсмические события, влияния газогидратов и некоторых других. Вместе с тем, большой интерес для деятельности человека (например, обслуживание кабелей) представляют не древние оползни, а те, которые могут произойти. Выявление районов, в которых они потенциально могут начать движение, что и является целью настоящей статьи.

### ОПОЛЗНИ НА ЗАПАДЕ НОРВЕЖСКОЙ ОКРАИНЫ

Переходная зона от континентальных структур Норвегии к океанической коре Норвежского и Гренландского морей протягивается от Нор-

вежского трога на юге до плато Ермак на севере и имеет протяженность порядка 2500 км (рис. 1). По количеству оползней и протяженности их зон отрыва окраина может быть разделена на три сегмента (с юга на север) — скандинавский, баренцевоморский и шпицбергенский (рис. 2). Четвертым (арктическим) сегментом представляется область перехода, расположенная севернее архипелага Шпицберген.

Скандинавский сегмент протягивается примерно на 1100 км вдоль западного побережья Скандинавского п-ва от Норвежского трога до банки Фюглёбанкен (рис. 1), расположенной в юго-западном «углу» шельфа Баренцева моря.

На востоке сегмент сложен многочисленными тектоническими покровами каледонид, сформированными в конце силура-раннем девоне (Хаин, 2001). В тектонических окнах вскрыты метаморфические докембрийские породы, перекрытыми нижнекембрийскими черными сланцами. Западнее, в акватории Норвежского моря, расположены шельф, континентальный склон и глубоководная котловина. Мощность четвертичных отложений достигает 1600 м

ВЕРОЯТНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ

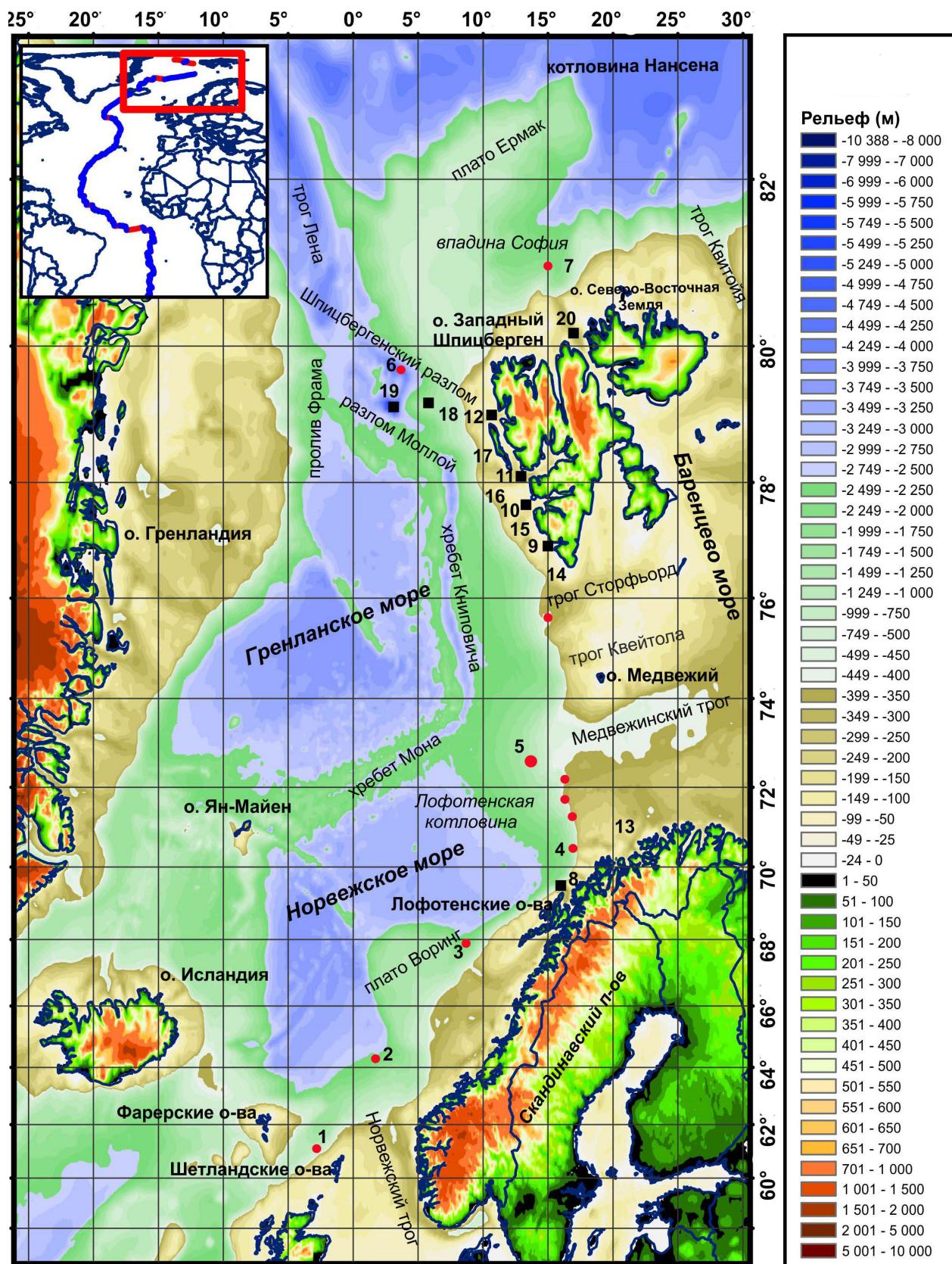
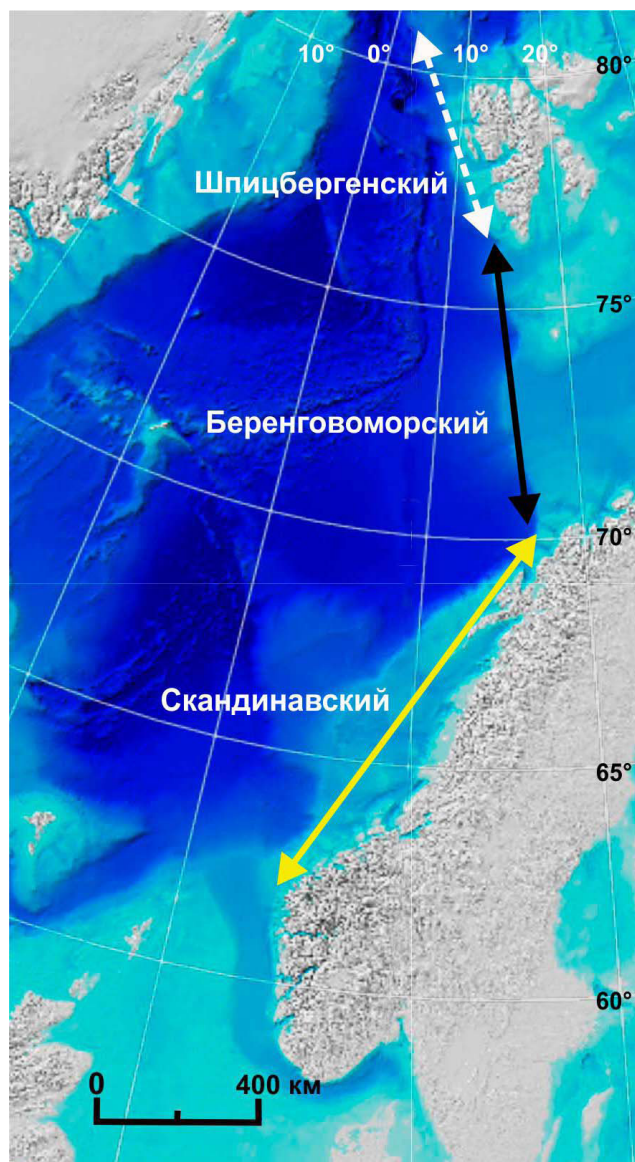


Рис. 1. Оползни и географические объекты в районе норвежской окраины. Цифры: 1–5 — оползни: 1 — Афен, 2 — Сторегга, 3 — Траенадзюпет, 4 — Аннёйя, 5 — Медвежинский (Vjornøya Fan Slide Complex — BFSC I — III), 6 — Моллой, 7 — Хинлоппен; 8–19 — географические объекты: 8–12 трои: 8 — Блейкдзюпет, 9 — Хорнсунн, 10 — Бельсунн, 11 — Ис-Фьорд, 12 — Конгс-Фьорд; 13–16 — банки: 13 — Фюглёбанкен, 14 — Соркапп, 15 — Хорнсунн, 16 — Ис-Фьорд, 17 — впадина Моллой, 18 — о. Земля Принца Карла, 19 — хребет Вестнеса, 20 — пролив Хинлоппен.

**Fig. 1.** Landslides and geographic features in the area of the Norwegian margin. Numbers: 1–5 — landslides: 1 — Afen, 2 — Storegga, 3 — Trænadjupet, 4 — Andøya, 5 — Bjørnøya Fan Slide Complex — BFSC I — III, 6 — Hinlopen, 7 — Molloy; 8–19 — geographic features: 8–12 cross-shelf troughs: 8 — Bleiksdjupet, 9 — Hornsund, 10 — Bellsund, 11 — Isfjord, 12 — Kongsfjordrenna; 13–16 — banks: 13 — Fugløybanken, 14 — Sørkappbanken, 15 — Hornsundbanken, 16 — Isfjordbanken, 17 — Molloy Deep, 18 — Prins Karls Forland, 19 — Vestnes Ridge, 20 — Hinlopen Strait.



([http://www.mareano.no/kart/mareano\\_en.html?language=en&selectedLayers=311#maps/7047](http://www.mareano.no/kart/mareano_en.html?language=en&selectedLayers=311#maps/7047)).

Шельф (Allin, 2016; Baeten, 2013; Bryn et al., 2005; Buhl-Mortensen et al., 2012; Canals et al., 2004; Hjelstuen et al., 2007; Laberg et al., 2000) был сформирован во время последнего (позднекхзельского) оледенения ~18000 лет назад и имеет ширину от 40 до 230 км. Его рельеф представляет собой чередование широких (до 70 км) ледниковых трогов («cross-shelf trough»), с глубинами от 200 до 500 м, которые разделены плосковершинными банками (40–200 м) (рис. 3). На шельфе развиты экзарационные борозды, моренные гряды разных типов, а также поля песчаных волн и

**Рис. 2.** Сегменты западной норвежской окраины. Топооснова: [http://www.mareano.no/kart/mareano\\_en.html?language=en&selectedLayers=311](http://www.mareano.no/kart/mareano_en.html?language=en&selectedLayers=311).

**Fig. 2.** Segments of the western Norwegian margin. Topographic base: [http://www.mareano.no/kart/mareano\\_en.html?language=en&selectedLayers=311](http://www.mareano.no/kart/mareano_en.html?language=en&selectedLayers=311).

волновой ряби. На континентальном склоне и глубже установлено около 40 подводно-оползневых тел (рис. 1) с возрастом смещения оползневых масс от 2.6 млн лет до 4 тыс. лет. Севернее Лофотенских островов известно около 20 каньонов. Крупнейший из них Блейкджюпет имеет глубину до 1000 м, ширину до 10 км, протяженность 30 км. Крутизна склонов достигает 30°.

Наиболее крупный в Мире подводный оползень Сторегга (Smith et al., 2004) расположен в южной части сегмента на склоне крутизной (~1.5°) (рис. 4). Протяженность стенки отрыва с глубинами 150–400 м оценивается в 290 км. Перемещение оползня на расстояние ~770 км произошло примерно 8200 лет назад т.е. в конце последнего ледникового максимума или вскоре после отступления ледника. Впоследствии здесь происходили повторные смещения осадочного материала, возраст последнего из которых оценивается в 5000 лет.

Крупный оползень Траенаддюпет, расположен на континентальном склоне с уклоном ~2° восточнее плато Воринг (рис. 1). Его перемещение в Лофотенскую котловину на расстояние около 200 км произошло в межледниковый период примерно 4000 лет назад. Оползень Аннёйа (рис. 1) расположен примерно в 400 км к северу от оползня Траенаддюпет. Его стенка отрыва, высотой в 800 м, протягивается вдоль верхней части континентального склона. Оползень переместился на 190 км и был активен в голоценовое время.

Упомянем еще один крупный оползень, Афен (Wilson et al., 2003, Wilson et al., 2004), который расположен южнее за пределами скандинавского сегмента, в 95 км к северо-западу от Шетландских о-вов, на пологом (~2°) склоне к Фереро-Шетландскому трогу (рис. 1). Стенка отрыва находится в дрифтовых отложениях и лежит на глубине 830 м. Протяженность оползневой массы 12 км, ширина 4.5 км. В нем обнаружено два крупных блока (500–400 и 450–200 м) с мощностью 5–10 м. Оползень формировался в четыре этапа. Его завершающая фаза движения произошла 5800 ± 60 лет назад.

ВЕРОЯТНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ

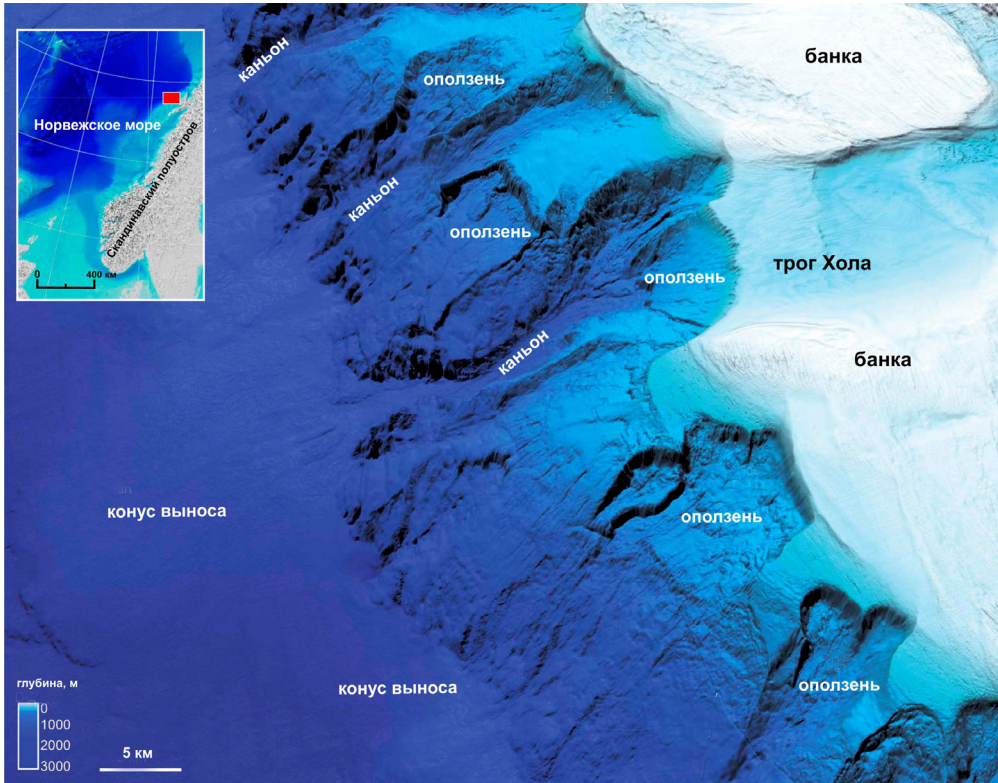


Рис. 3. Шельф и континентальный склон в районе Лофотенских островов. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5 (Bellec et al., 2015). На врезке — местоположение.

Fig. 3. Shelf and continental slope in the Lofoten Islands area. Horizontal to vertical scale ratio 1:5 (Bellec et al., 2015). The inset shows the location.

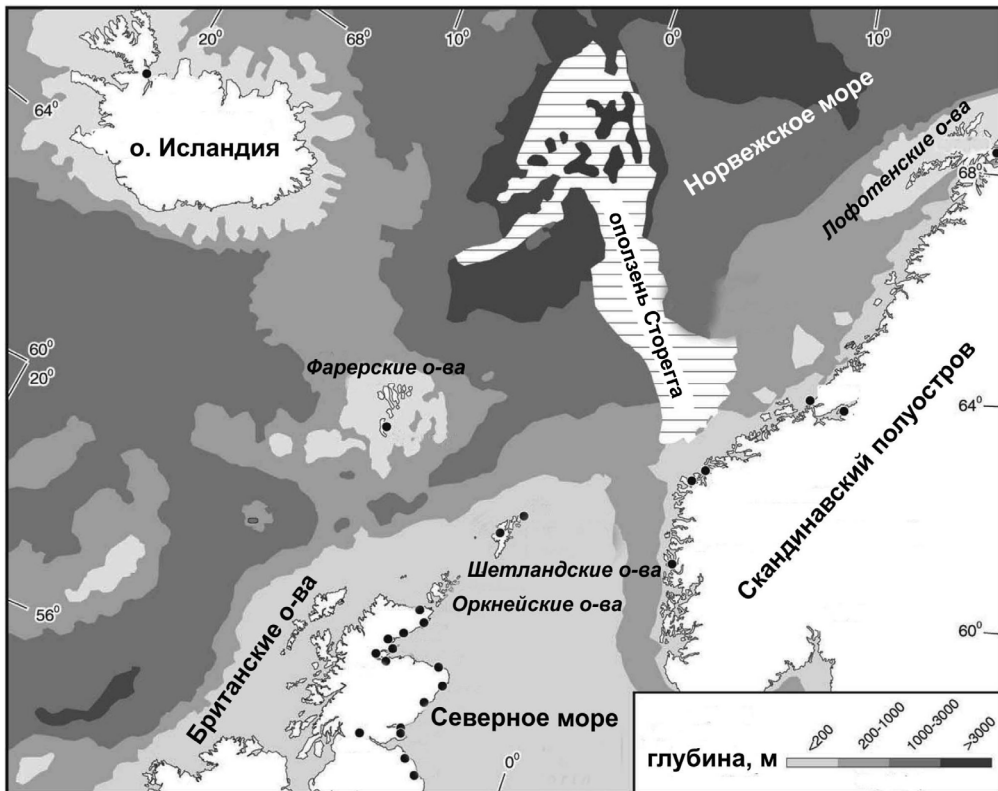


Рис. 4. Местоположение оползня Сторегга и цунамигенных отложений (точки) (Smith et al., 2004).

Fig. 4. Location of the Storegga landslide and tsunamigenic deposits (dots) (Smith et al., 2004).

Причинами возникновения оползней в скандинавском сегменте норвежской окраины считаются (Allin, 2016; Baeten, 2013; Bryn et al., 2005; Buhl-Mortensen et al., 2012; Canals et al., 2004; Hjelstuen et al., 2007; Laberg et al., 2000) сейсмические события, связанные с изостатическим постледниковым подъемом прилегающих территорий, разложением газогидратов, а также лавинным накоплением осадочного материала. В настоящее время Скандинавский щит вместе с покровами каледонид можно отнести к самой интенсивной зоне сейсмичности с низкими или средними магнитудами землетрясений в северной Европе (Olesen et al., 2013). Известно, что здесь каждые 8–9 лет происходят землетрясения с  $M \geq 5$ , а каждые 90–100 лет — с  $M \geq 6$ . Значительное количество землетрясений зафиксировано на шельфе и, особенно, в районе его бровки и Норвежского трога, а также южнее Лофотенских островов. Это связано с современным куполообразным подъемом Скандинавии со скоростью 2–3 мм/год около побережья (Dehls et al., 2000). Вследствие этих процессов происходил активный снос обломочного материала, причем более 50 % осадочного материала в кайнозойе накопилась за последние 2.6 млн лет.

Баренцевоморский сегмент (Alexandropoulou, 2013; Elverhøi et al., 1997; Hjelstuen et al., 2007; Pedrosa-González et al., 2022) (рис. 2) представляет собой область перехода протерозойских структур Свальдбардской плиты, которая занимает большую часть Баренцева моря, а также каледонид архипелага Шпицберген к океанической коре Норвежского моря. Граница проходит по разломной зоне Хорнсунд (Faleide et al., 1996), которая протягивается западнее побережья архипелага Шпицберген. Она была активна не только во время существования и снятия ледовой нагрузки, но и в историческое время. Здесь известны землетрясения с  $M \sim 4.7$ , крупнейшее из которых ( $M 6.0$ ) произошло в 2008 г. в районе Сторфьорда. В рельефе сегмент представлен шельфом Баренцева моря и континентальным склоном к Лофотенской глубоководной котловине. Протяженность сегмента составляет порядка 660 км.

Западная окраина Баренцева моря, глубже бровки шельфа, перекрыта отложениями конусов выноса из трогов (с юга на север) Медвежинского, Квейтола и Сторфьорд (рис. 1) позднеплиоцен-плейстоценового возраста, мощностью в 3500–4000 м, которые за время своего формирования продвинулись в сторону Лофотенской котловины на 150 км. Крупнейший из них, Медвежинский, расположен напротив устья одноименного трога на востоке Лофотенской котловины и на континентальном склоне Баренцева моря. Он представляет собой три комплекса

отложений Медвежинского конуса выноса плейстоценового возраста (0.2–1 млн лет). Они распространены на площади 65 — 120×103 км<sup>2</sup> и имеют общую мощность около 500 м. Объем перемещенного материала превышает объем оползня Сторега. Здесь же установлены оползни с возрастом 200 000–300 000 лет.

Севернее, между трогами Медвежинского и Сторфьорд на склоне с углами склонов 0.2–0.5°, расположены (Elverhøi et al., 1997) обломочные потоки, которые, как правило, представляют собой в плане узкие (2–10 км) удлинённые тела (до 200 км), которые могут образовывать многочисленные ответвления (лопасти), часто налегающие друг на друга, мощностью 10–50 м.

Конус выноса Сторфьорд подстилается (Llopart, 2016; Lucchi et al., 2013) палеоцен-верхнеплиоценовыми осадками с мощностью до 6000 м, которые, в свою очередь, перекрыты гляциогенными отложениями (3000 м). На глубине не более 1000 м, существует сеть многочисленных (более 80) эрозионных ложбин (микроканьонов), имеющих протяженность 5–50 км, ширину — 200–1000 м и глубину до 15 м.

Шпицбергенский сегмент (Зарайская, 2017; Vlinova, 2011; Vanneste et al., 2005, 2007) протягивается, примерно на 500 км, вдоль восточных частей Гренландского моря и пролива Фрама, расположенного между северной частью о. Гренландия и о. Западный Шпицберген. Последний представляет собой горное сооружение с расчлененным рельефом и высотой более 1000 м. Современная скорость подъема архипелага Шпицберген составляет 4–5 мм/год.

Континентальная окраина западнее архипелага Шпицберген имеет уникальное строение. На востоке зоны перехода расположены докембрийские и каледонские комплексы о-вов Западный Шпицберген и Земля Принца Карла, а на западе протягивается субмеридианальный спрединговый хребет Книповича. Последний характеризуются многочисленными сейсмическими событиями с магнитудами 3.3–5.7.

Рельеф шельфа архипелага Шпицберген был сформирован в результате плиоцен-плейстоценового оледенения, в результате которого были сформированы (Vlinova, 2011) тонкозернистыми терригенные и гляциогенные отложения конусов выноса (с юга на север Бельсунн, Ис-Фьорд и Конгс-Фьорд). Крупных оползней в пределах сегмента не обнаружено.

Шельф шпицбергенского сегмента имеет ширину 50–150 км и его рельеф сходен со скандинавским. С юга на север здесь расположены трог Хорнсунн, Бельсунн, Ис-Фьорд и Конгс-Фьорд с глубинами от 200 до 350 м, по которым во время последнего поздневекехзельского оледенения продвигались ледовые потоки. Пространство

между трогами занимают обширные плосковершинные банки Соркапп, Хорнсунн и Ис-Фьорд с глубинами 40–100 м.

Западнее о. Земля принца Карла (рис. 1) а также на банках Соркапп и Хорнсунн расположена крупная провинция разгрузки газов в пределах зоны разломов Хорнсунд на глубинах от 33 до 429 м (Mau et al., 2017; Mühre et al., 2016). Высоты колонн пузырей изменяется от 15 до >200 м. Всего вдоль Западного Шпицбергена пока установлено >1200 газовых факелов. Предполагается, что их появление связано с разрушением газогидратного слоя (Ejike 2019). Эти процессы могут влиять на разуплотнение осадков и формирование обширных площадей дестабилизированного осадочного материала, залегающего на склонах крутизной от 4° до 8–10°, что достаточно для его перемещения.

### ОПОЛЗНИ НА СЕВЕРЕ НОРВЕЖСКОЙ ОКРАИНЫ

Арктический сегмент норвежской окраины протягивается от запада плато Ермак до государственной границы с Российской Федерацией (~35° в.д.) примерно на 600 км (рис. 1). Его южная часть расположена на континентальной коре островов Западный Шпицберген и Северо-Восточный, разделенными проливом Хинлопен.

Остров Западный Шпицберген сложен тремя основными комплексами (Ritzmann, Jokat et al., 2003). Додевонский представлен верхнерифейско-ордовикскими породами разных степеней метаморфизма, которые протягиваются вдоль западного побережья острова и развиты на его северо-востоке и на о. Северо-Восточный. В центральной части севера острова расположен грабен, выполненный ниже-среднедевонскими красноцветными молассами, мощность которых достигает 10 000 м. Последевонский комплекс представлен каменноугольно-пермскими конгломератами, карбонатными отложениями и эвапоритами, а также триас-нижнемеловыми терригенными толщами. Складчатая структура о. Западный Шпицберген формировалась от начала палеоцена до конца эоцена. Строение острова контролируется крупными левыми сдвигами север-северо-западного простирания.

На севере архипелаг Шпицберген обрамлен шельфом, ширина которого на западе составляет 50–80 км. Севернее расположена впадина София с глубинами 2000–3000 м (рис. 1). Она ограничена с севера плато Ермак, с которого при драгировках были подняты гнейсы, сходные с породами о. Западный Шпицберген. Мощность осадочного чехла на юге плато превышает 1000 м (Ritzmann, Jokat et al., 2003).

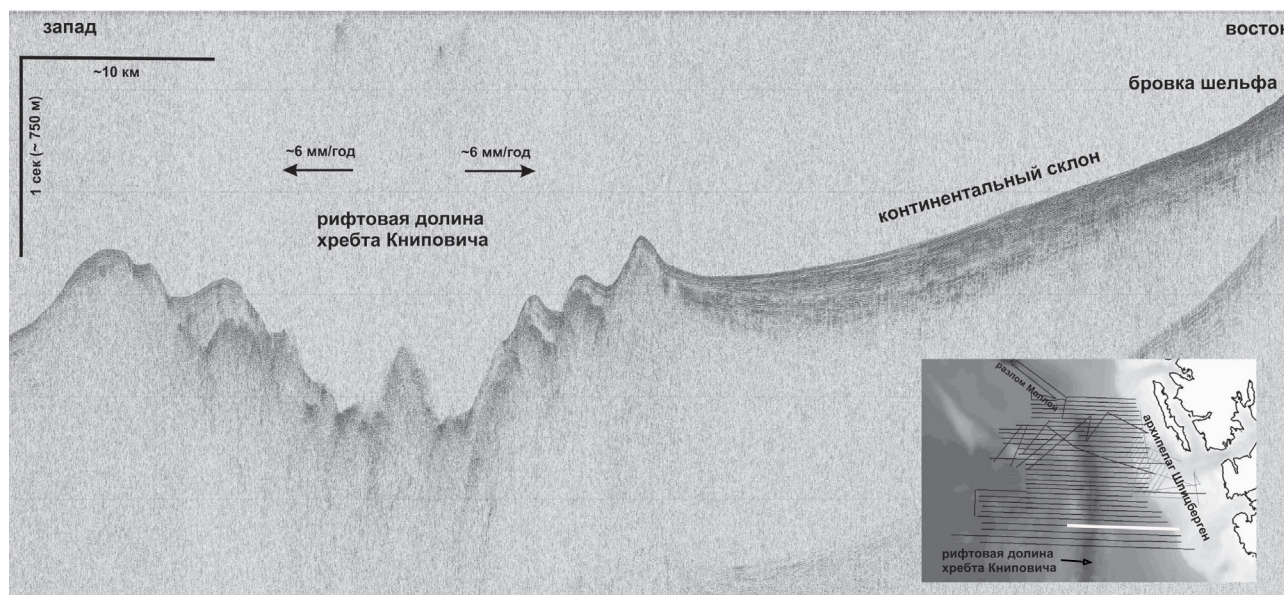
Севернее о. Западный Шпицберген расположен крупный (10 000 км<sup>2</sup>) оползень Хинлоппен (Geissler et al., 2016; Winkelmann, 2007) (рис. 1). Его стенка отрыва, высотой 1400–1600 м расположена в устьевой части одноименного трога, а его тело, включающее множество блоков, протяженностью до 4 км и высотой до 300 м, в котловине София. Формирование оползня началось 30000 лет назад и продолжилось в течение последующих 5 фаз, точное время которых не известно. Смещение составило 275 км с амплитудой по высоте 3750 м. Оползень вызвал цунами с высотой волны порядка 40 м (Winkelmann et al., 2008). Значительную роль в образовании оползня сыграли тектонические нарушения, в частности, по разлому Хинлоппен, а также проникновение теплых течений и резкое (~50 м за менее 1000 лет) падение уровня моря во время быстрого перехода от межледниковой эпохи 50 000 – 25 000 лет (Kapp Ekholm Interstadial) к новому оледенению. Предполагается (Winkelmann, 2007), что спусковым механизмом могло быть сильное землетрясение. Восточнее оползня Хинлоппен, около устья трога Квитойя (рис. 1), расположенного между о-вами Северо-Восточная Земля и Квитойя (Белый), установлены оползневые тела незначительного размера (Мороз, 2017).

### ОПОЛЗНИ НА СЕВЕРЕ ХРЕБТА КНИПОВИЧА, ВО ВПАДИНЕ МОЛЛОЙ И НА ХРЕБТЕ ВЕСТНЕСА

Западнее архипелага Шпицберген расположен медленноспрединговый хребет Книповича. Расстояние от его рифтовой долины до бровки шельфа на траверзе юга о. Западный Шпицберген составляет 150 км, а на севере всего 50 км (рис. 5).

Хребет Книповича (Зайончек и др., 2010; Amundsen et al., 2011; Crane et al., 2001 и др.) протягивается (примерно по 7°30' в.д.) в субмеридиональном направлении более чем на 500 км от хребта Мона до трансформного разлома Моллой. Скорость спрединга на хребте Книповича составляет от 0.6 до 1.5 см/год (Amundsen et al., 2011). Восточный склон хребта Книповича погребен под мощной толщей осадочного материала, поступающего с архипелага Шпицберген (рис. 5). Осадочный чехол также развит местами и в рифтовой долине, в которой его мощность может иногда превышать 900 м.

В районе 78°30' с.ш. рифт хребта Книповича соединяется с разломом Моллой (рис. 6). В западной части зоны сочленения рифт-трансформ расположено поднятие Святогор (60×38 км) с минимальной глубиной 1498 м. Его восточный склон осложнен субмеридиональными



**Рис. 5.** Фрагмент профиля непрерывного сейсмического профилирования S24-P2-20 через рифтовую долину хребта Книповича и континентальный склон архипелага Шпицберген (положение — белая линия на врезке; топооснова — [http:// earth google.com/](http://earth.google.com/)). Гренландское море. Материалы 24-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», 2006 г. (Зайончек и др., 2010, с изменениями). По горизонтальной оси — широта (внизу), долгота (вверху) (десятичные). Скорость спрединга (цифры над стрелками) по (Amundsen et al., 2011).

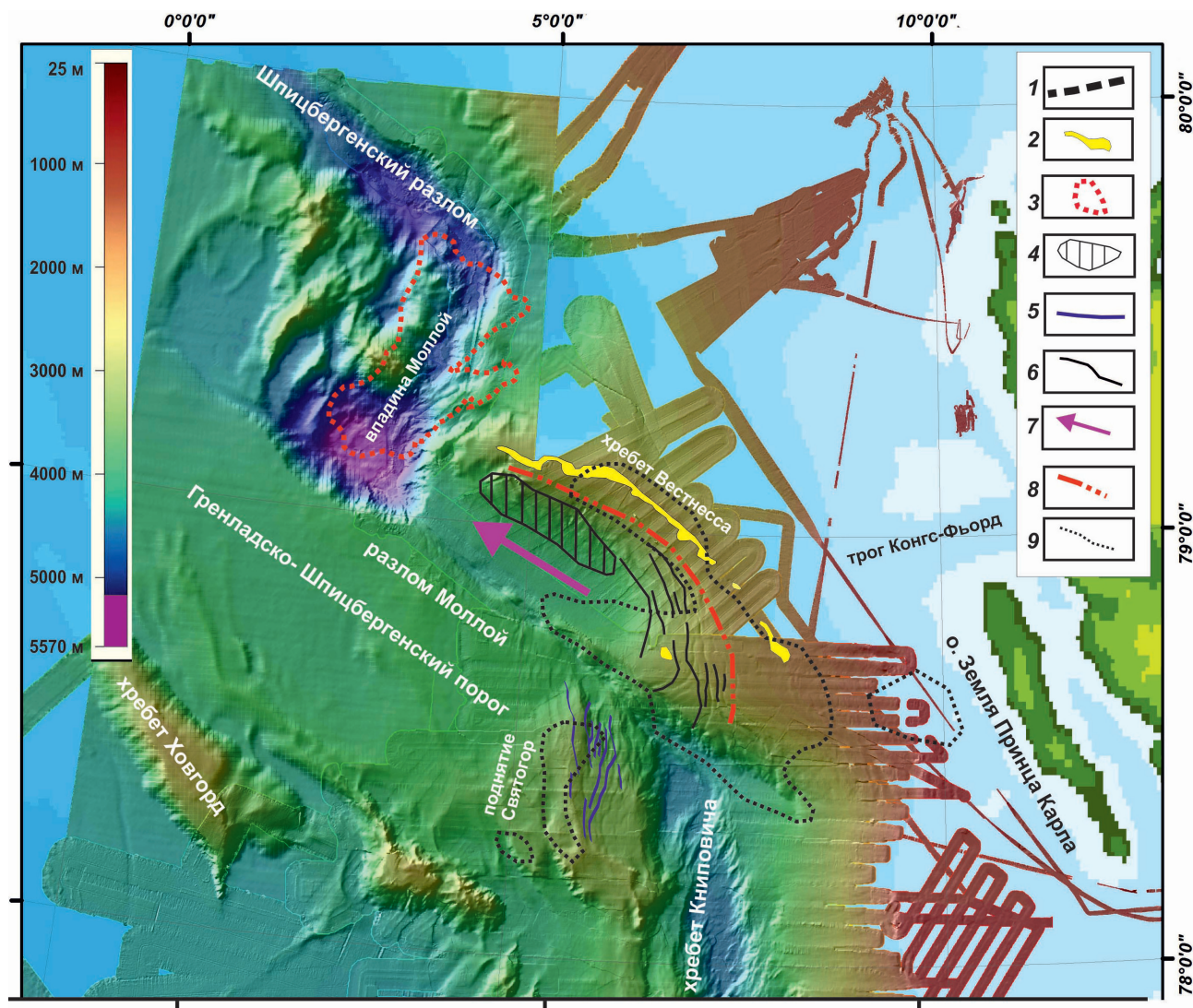
**Fig. 5.** Fragment of the S24-P2-20 single-channel profiling profile through the rift valley of the Knipovich Ridge and the continental slope of the Spitsbergen Archipelago (position — white line in the inset; topographic base — [http://earth google.com/](http://earth.google.com/)). Greenland Sea. Materials of the 24th cruise of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov, 2006 (Zayonchek et al., 2010, with modifications). On the horizontal axis — latitude (bottom), longitude (top) (decimal). Spreading rate (numbers above arrows) according to (Amundsen et al., 2011).

извилистыми трещинами протяженностью до 40 км. Они контролируют узкие и протяженные оползневые ступени, поверхности которых наклонены к северу и последовательно опускаются к северной впадине хребта Книповича с глубинами до 3400 м (рис. 7а, 7б). Подобные, но менее масштабные образования были описаны на Западной Камчатке в Точилинском разрезе (Мазарович, Ольшанецкий, 2018) (рис. 7в). На вершинной поверхности поднятия Святогор и его северном склоне расположено поле газовых воронок («покарк»), которое связано с областью развития рефлектора BSR, который указывает на наличие газовых гидратов в осадках (Waghorn et al., 2020).

Разлом Моллой (рис. 6) протягивается с ЮВ на СЗ по азимуту ~125° и смещает оси спрединга более чем на 120 км. Он выражен в рельефе дна желобом с максимальной глубиной в 2950 метров. Его ширина около северного окончания рифтовой долины хребта Книповича составляет 12 км, а в центральной и северо-западных частях она изменяется от 3.5 до 4.5 км. Юго-западный борт представляет собой уступ с крутизной до 15° (рис. 8) и высотой до 500 м, а северо-восточный совпадает с пологим склоном хребта Вестнеса (Мазарович и др., 2018; Bünz et al., 2012; Petersen et al., 2010; Roman, 2017; Vanneste et al., 2005).

Последний представляет собой аккумулятивный хребет с протяженностью от севера хребта Книповича до востока впадины Моллой в 115 км и шириной от 15 до 30 км. Вершинная поверхность расположена на глубинах от 1200 м до 2100 м. Хребет формировался в позднем миоцене и плиоцене контурными течениями северного направления, а также обломочными потоками. Его отложения представлены алевритистыми турбидитами и глинисто-алевритовыми контуритами средневексельского и голоценового возрастов. Их мощность достигает 2000 м. Крутизна склонов хребта Вестнеса не превышает 4° (рис. 8).

На юго-западном склоне хребта Вестнеса, закартирована зона узких, эшелонированных открытых трещин, в верхней и средней частях склона на глубинах от 1100 до 2000 м. Их максимальная протяженность достигает 30–35 км при ширине 700–800 м и глубине от 15–20 м до 40–50 м. На западе южного склона хребта Вестнеса расположены оползневые тела и цирки (рис. 6). Суммарно, оползневые явления наблюдаются на территории более чем в 500 км<sup>2</sup>. Восточнее хребта Вестнеса, на склоне до бровки шельфа, установлены признаки медленного оползания склона (крип).



**Рис. 6.** Рельеф (компиляция данных Ю.А. Зарайской) и геологические особенности в районе хребта Вестнесса: 1 — бровка шельфа; 2–4 — области расположения: 2 — газовых фонтанов и воронок (Bünz et al., 2012; Roman, 2017, Sahling et al., 2012), 3 — оползня Моллой (Freire et al., 2014), 4 — оползневых масс; 5–6 — трещины на: 5 — поднятии Святогор, 6 — хребте Вестнесса; 7 — наиболее вероятное направление движения оползня; 8 — предполагаемая стенка отрыва; 9 — поля газогидратов (Bünz et al., 2012, Sahling et al., 2012, Waghorn et al. 2020). Фон — батиметрия (GEBCO, 2014).

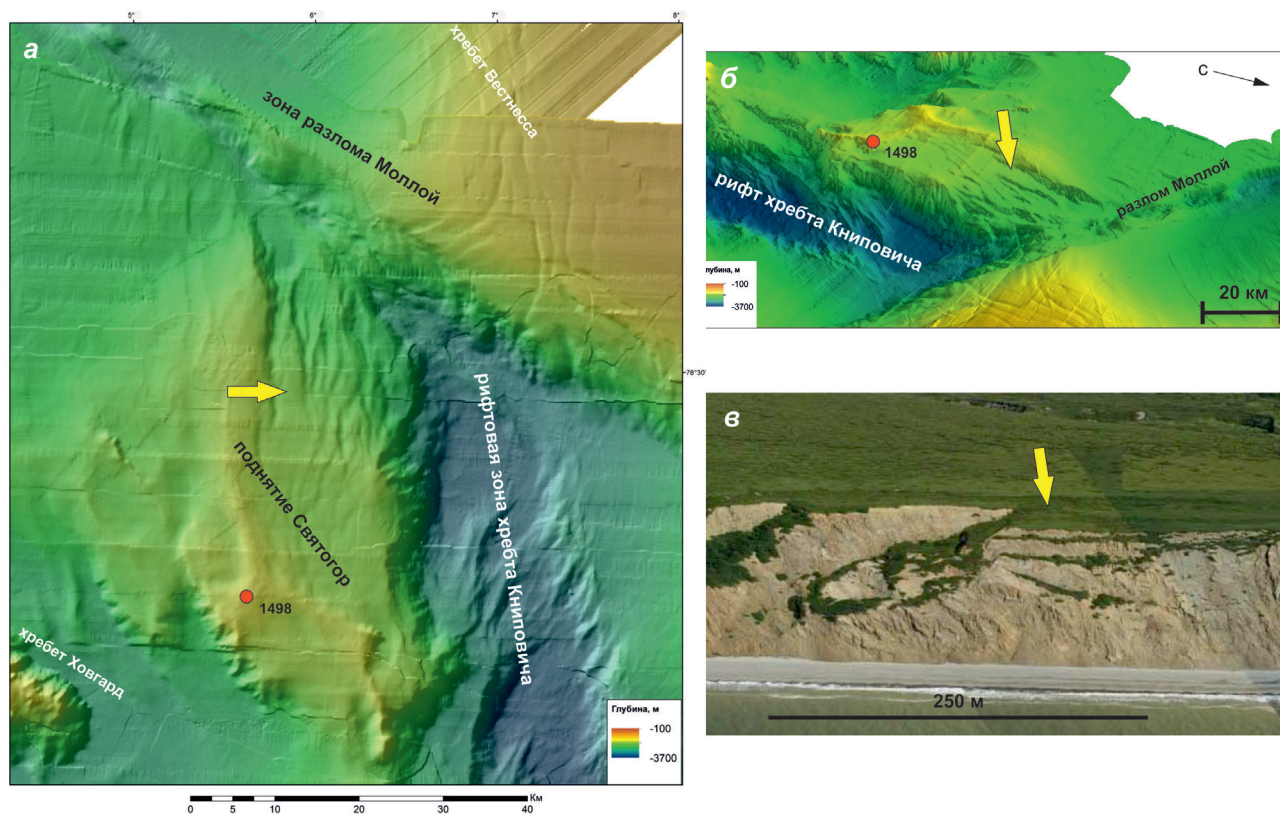
**Fig. 6.** Relief (data compilation by Yu.A. Zaraiskaya) and geological features in the area of the Vestnes Ridge: 1 — shelf break, 2–4 — areas of location: 2 — gas flare and pockmarks (Bünz et al., 2012; Roman, 2017, Sahling et al., 2012), 3 — Molloy landslide (Freire et al. 2014), 4 — landslide masses; 5–6 — fractures on: 5 — Svyatogor rise; 6 — Vestnes Ridge; 7 — most probable direction of landslide movement; 8 — supposed detachment wall; 9 — gas hydrates fields (Bünz et al., 2012, Sahling et al., 2012, Waghorn et al. 2020). Background — bathymetry (GEBCO, 2014).

На вершинной поверхности хребта установлены (Bünz et al., 2012; Mau et al., 2017; Roman, 2017; Sahling et al., 2012; Vanneste et al., 2005) многочисленные газовые факелы, высотой до 800 м, газовые воронки (rockmark) диаметром от 150 до 500 м, а также разломы и трещины. Здесь же, а также на южном и юго-восточном склонах расположены обширные поля газогидратов (Dumke et al., 2016) (рис. 6). Известно (Чистяков, 2008), что они относятся к метастабильным образованиям и даже при небольших изменениях внешних условий (температуры и давления), в них возникают

процессы разложения с освобождением огромного количества газа и большой массы воды. Этот процесс существенно снижает прочностные характеристики самих гидратосодержащих отложений, что может вызвать неустойчивость склонов.

Наибольшие глубины (>5600 м) пролива Фрама установлены, во впадине Моллой, (рис. 6) расположенной в 100 км к западу от бровки шельфа о. Западный Шпицберген. Она имеет в плане изометричную форму и корытообразный профиль. В верхней части, на глубинах порядка





**Рис. 7.** Опущенные блоки (стрелки) на севере хребта Книповича и на Западной Камчатке. Красный кружок и цифра — наиболее высокая точка поднятия Святогор и глубина, м. *a–б:* рельеф на севере хребта Книповича: *a* — план, *б* — трехмерное изображение (вид с северо-востока); *в* — Западная Камчатка. Фото — Д.М. Ольшанецкого, 2006 г. (Мазарович, Ольшанецкий, 2018).

**Fig. 7.** Downthrown blocks (arrows) in the north of the Knipovich Ridge and in Western Kamchatka. Red circle and number — the highest point of the Svyatogor rise and depth, m. *a–б:* relief in the north of the Knipovich Ridge: *a* — plan, *б* — 3D-image (view from the northeast); *в* — Western Kamchatka. Photo — D.M. Olshanetsky, 2006 (Mazarovich, Olshanetsky, 2018).

2700 м, ее диаметр составляет 35 км. Сюга, востока и севера впадина ограничена прямолинейными склонами, крутизна которых может достигать 35° (рис.8). На ее западе склон более пологий и ступенчатый. На севере впадины и ее склоне расположен крупный оползень, объем которого превышает 65 км<sup>3</sup> (Freire et al., 2014). Протяженность его станики отрыва составляет 75 км. Она имеет высоту до 300 м и уклоны склонов до 14° (рис. 6). Оползень переместился с глубины ~2400 м до 5600 м с амплитудой движения менее 5 км.

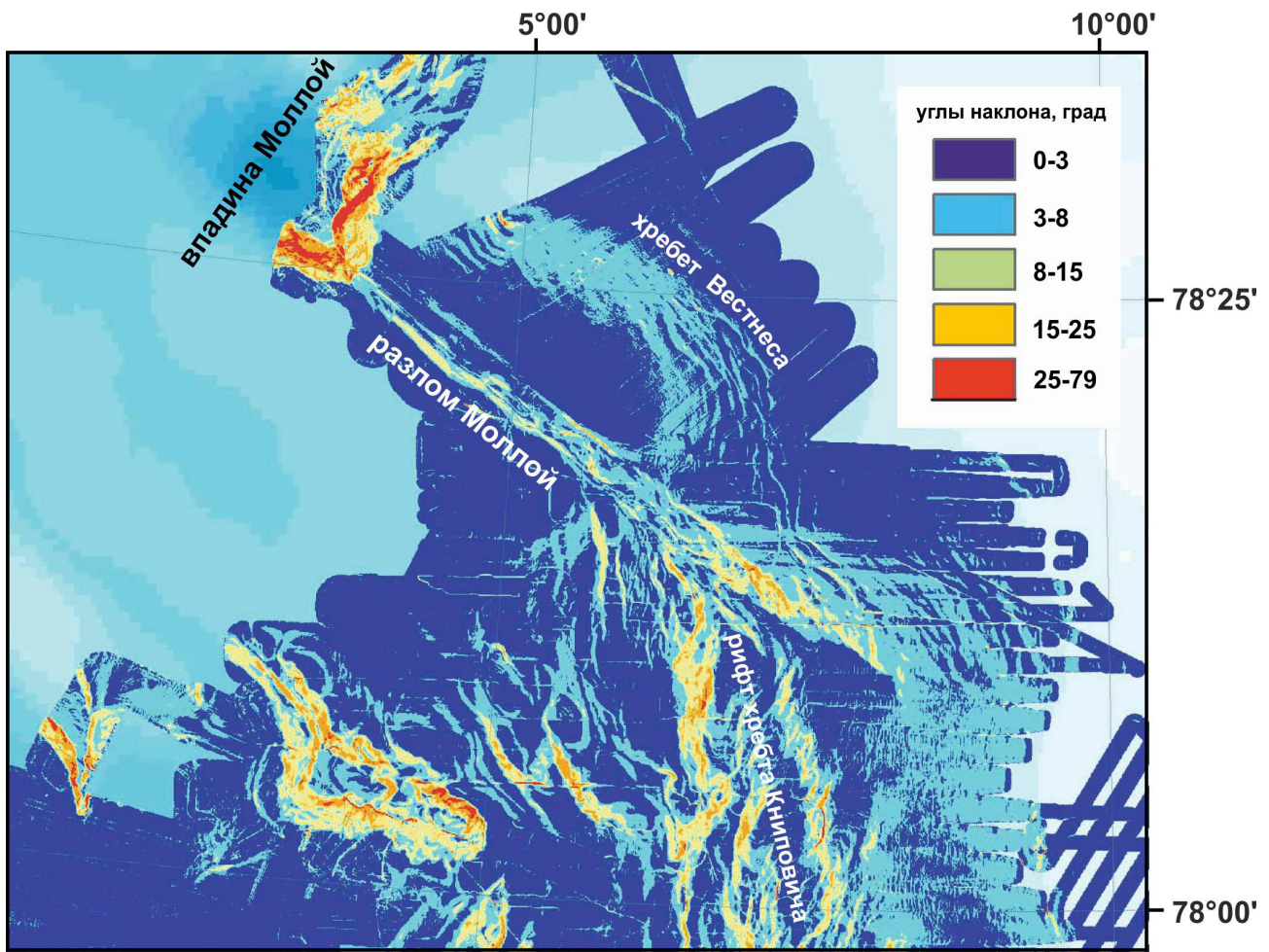
### ОБСУЖДЕНИЕ

В рамках проекта MAREANO Норвежским Институтом морских исследований, Геологической службой Норвегии и Норвежским картографическим управлением был накоплен обширный материал о рельефе и геологическом строении шельфа и континентального склона Норвегии (<http://www.mareano.no>).

Анализ проведенный авторами этих полученных данных показывает, что общая протя-

женность стенок отрывов оползней и каньоны занимают порядка 70% континентального склона скандинавского сегмента. Это свидетельствует о том, с него в глубоководные области Норвежского моря переместилась значительная часть осадочного материала и этом регионе масштабные оползни могут возникнуть только в тех областях, которые расположены вне зон разгрузки. Например, на северном продолжении стенки отрыва оползня Сторега, на глубинах 400–550 м, установлена (Mienert et al., 2010) зона эшелонированных открытых трещин с шириной порядка 5 км и протяженностью около 60 км, которые, как предполагается, возникли во время его перемещения. В настоящий момент глубина отдельных открытых трещин достигает 10 м, но они проникают в осадочный чехол на глубину до десятков метров. Это может быть предвестником смещения нового оползня.

Пассивные континентальные окраины, как правило, содержат мощные (более 2–3 км) осадочные тела, формируемые терригенным стоком с суши (Straume et al., 2019). Накопление



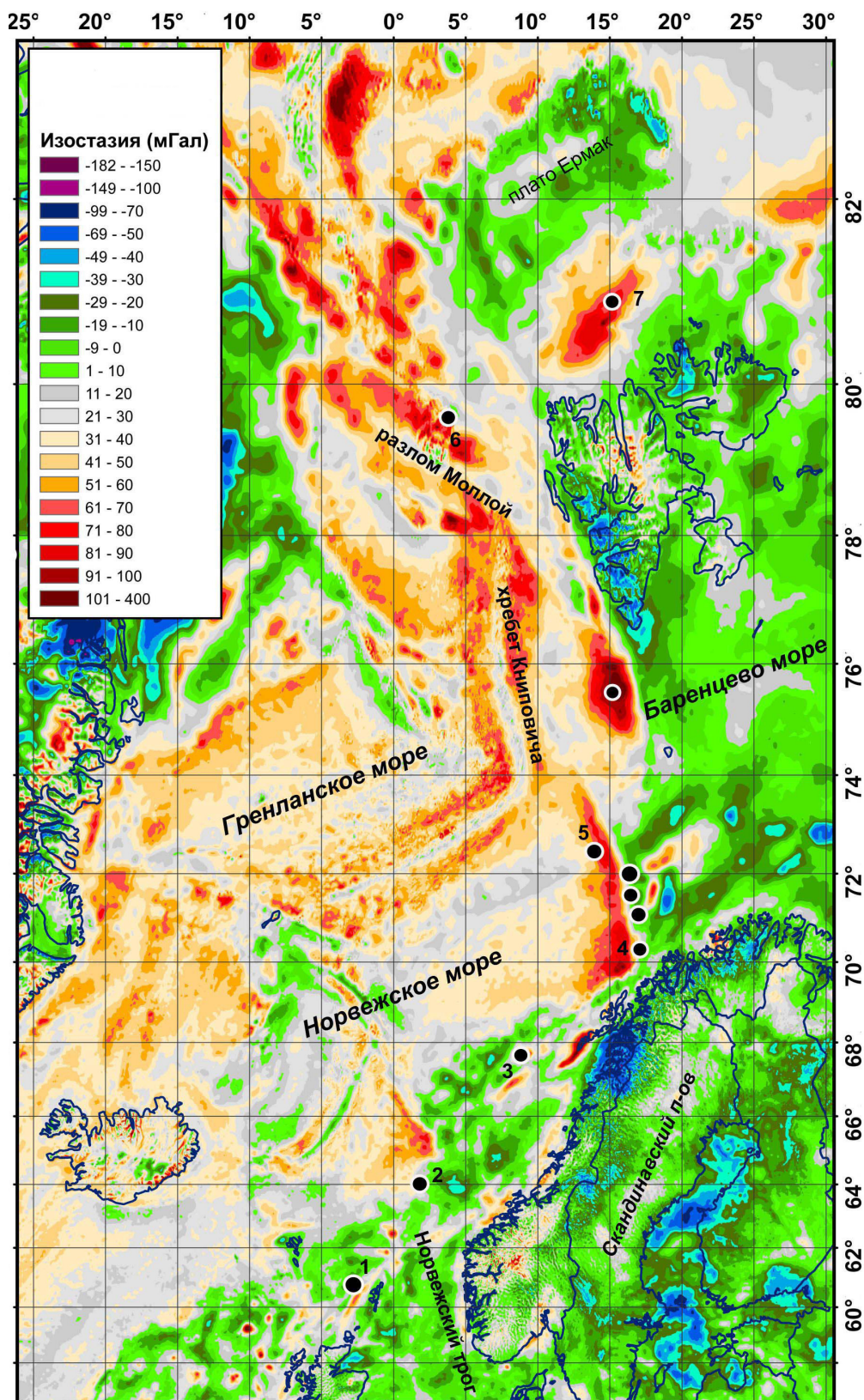
**Рис. 8.** Карта уклонов склонов на севере хребта Книповича, разломе Моллой и хребте Вестнеса. Составлена по данным 24–27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов». Фон — батиметрия (GEBCO, 2014).

**Fig. 8.** Map of slope steepness in the north of the Knipovich Ridge, the Molloy Fault and Vestnes Ridge. Compiled according to the data of the 24th–27th cruises of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov. Background — bathymetry (GEBCO, 2014).

таких толщ в условиях лавинной седиментации (скорость осадконакопления более 100 мм/тыс. лет) приводит к формированию избыточной нагрузки на субстрат. С точки зрения изостатического процесса, такая нагрузка должна приводить к реакции субстрата, заключающейся в погружении избыточных масс до уровня равновесия действующих сил системы (сила тяжести и архимедова сила). Для северной Атлантики процесс изостатической компенсации описан в работе (Артемьев и др., 1987). На основании данных спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009) и сглаженного до аналогичной детальности рельефа дна (GEBCO, 2014) были рассчитаны изостатические аномалии (рис. 9). Положительные значения этого поля, указывающие на наличие избыточной нагрузки на фундамент, сосредоточены на западном и северном континентальных склонах Баренцевоморского шельфа. Они также наблюдаются в области Срединно-Атлантического хребта (САХ), но этот объект не входит в

тему статьи. Исключение составляет район разлома Моллой, где значительный объем осадков накопился вблизи САХ.

Наличие максимумов изостазии (рис. 9) около трогов Медвежинского и Сторфьорд указывает на накопление терригенных конусов выноса, некомпенсированных в изостатической аномалии, обладающих потенциальной подвижностью в условиях слабой консолидации осадочного материала и высокого градиента рельефа за бровкой шельфа. Дополнительным фактором нестабильности является близость к сейсмически активному САХ и сейсмическая активность в пределах западной части шельфа (Keiding et al., 2018). Указанные геолого-геофизические характеристики вместе с процессами сдвига по трансформным разломам и спрединга вдоль рифтовой системы создают благоприятный фон для реализации оползневых событий. Большая часть исследованных оползней (рис. 1), сосредоточены в областях с максимальным



**Рис. 9.** Изостатические аномалии в районе норвежской континентальной окраины, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009) и рельефа дна по данным (GEBCO, 2014) для глубины компенсации 33 км и перепаду плотностей кора-мантия 0.5 г/см<sup>3</sup>. Кружки крупные оползни. Цифры — их названия приведены на рис. 1.

**Fig. 9.** Isostatic anomalies in the area of the Norwegian continental margin calculated from satellite altimetry data (Sandwell, Smith, 2009) and bottom topography data (GEBCO, 2014) for a compensation depth of 33 km and a crust-mantle density difference of 0.5 g/cm<sup>3</sup>. Circles are large landslides. The numbers are their names see Fig.1.

значением изостатической аномалии вблизи бровки шельфа, что указывает на очевидную пространственную приуроченность оползневых событий, условия для их подготовки и возможные триггеры схода оползневых масс.

Для хребта Книповича, разломной зоны Моллой и одноименной впадины характерна интенсивная сейсмичность и контрастность рельефа (Зарайская, 2017; Мазарович и др., 2018). Так, перепад рельефа от впадины Моллой к бровке шельфа о. Западный Шпицберген на расстояние порядка 160 км превышает 5000 м. Крутизна склонов на отдельных участках меняется от 4° до 35°. На юго-восточном склоне хребта Вестнеса существует система открытых трещин, имеющих в плане серпообразную форму (рис. 6). Она расположена в области развития газогидратов (Dumke et al., 2016). Последние установлены также и на вершинной поверхности хребта на которой известны многочисленные газовые факелы, газоподводящие каналы и газовые воронки (Bünz et al., 2012; Mau et al., 2017; Roman, 2017; Sahling et al., 2012; Vanneste et al., 2005). На южном склоне хребта протекают активные оползневые процессы. Таким образом, в рассмотренном регионе, сложились все условия, которые могут привести к движению крупного подводного оползня (Мазарович и др., 2018). Для пролива Фрама было проведено компьютерное моделирование схода оползня, который может вызвать цунами (Berndt et al., 2009). Ожидаемая высота волн может достигать трех и более метров на побережьях Гренландского и Норвежского морей. Первый вариант предполагает его движение в сторону впадины Моллой, второй — к рифтовой долине хребта Книповича. Наиболее вероятным представляется движение оползня вдоль разломной зоны Моллой, хотя нельзя исключить возможности одновременного движения части оползневой массы и в южном направлении.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН FMUN-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами»

Список литературы [References]

Артемиев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е. и др. Изостазия и гравитационное поле северной Атлантики. М.: МГК, 1987. 156 с. [Artemiev M.E., Babaeva T.M., Voidetsky I.E. et al. Isostasy and the gravitational field of the North Atlantic. Moscow: MGK, 1987. 156 p. (in Russian)]/  
 Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рашидов В.А., Рукавишников Д.Д. Подводные оползни континентальных окраин Арктического бассейна // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4. Вып. 40. С. 51–68 [Baranov B.V., Dozorova K.A., Rashidov V.A.,

Rukavishnikova D.D. Submarine landslides in the continental margins of the Arctic basin // Vestnik KRAUNTs. Earth Sciences. 2018. 4(40). P. 51–68 (in Russian)].  
 Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики / Бебешев И.И., Золотарев Б.П., Ерошев-Шак В.А. и др. М.: Наука, 1989. 247 с. [Volcanic uplifts and deep-water sediments of the east of the Central Atlantic / Bebeshev I.I., Zolotarev B.P., Eroshchev-Shak V.A. et al. Moscow: Nauka, 1989. 247 p. (in Russian)].  
 Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157 [Zayonchek A.V., Brekke H., Sokolov S.Yu. et al. The Structure of Continent-Ocean transition zone at North-West Barents Sea Margin (results of 24–26-th cruises of RV «Akademik Nikolaj Strakhov», 2006–2009) // Structure and evolution of the Lithosphere. Contribution of Russia to International Polar Year. V. 4. Moscow: Paulsen, 2010. P. 111–157 (in Russian)].  
 Зарайская Ю.А. Геоморфология, сейсмичность и неотектоника срединно-океанического хребта в Норвежско-Гренландском бассейне и проливе Фрама. Автореферат... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2016. 31 с. [Zaraiskaya Yu.A. Geomorfologiya, sejsmichnost' i neotektonika sredinno-okeanicheskogo hrebta v Norvezhsko-Grenlandskom bassejne i prolive Fram. Avtoreferat... kand. geol.-min. nauk. Moscow: GIN RAN, 2016. 31 p. (in Russian)].  
 Зарайская Ю.А. Особенности сегментации и сейсмичности ультрамедленных срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля // Геотектоника. 2017. № 2. С. 67–80 [Zaraiskaya Yu.A. Segmentation And Seismicity Of The Ultraslow Knipovich And Gakkel Mid-Ocean Ridges // Geotectonics. 2017. V. 2. № 2. P. 163–175].  
 Мазарович А.О., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. Опасность подводного оползня западнее архипелага Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 4. С. 287–294 [Mazarovich A.O., Moroz E.A., Zaraiskaya Yu.A. Hazard of Submarine Slides West of the Spitsbergen Archipelago // Lithology and Mineral Resources. 2018. V. 53. № 4. P. 263–269].  
 Мазарович А.О., Ольшанецкий Д.М. Оползни на побережье Западной Камчатки (Точилинский разрез) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4. Вып. 40. С. 38–50 [Mazarovich A.O., Olshanetsky D.M. Landslides on the coast of Western Kamchatka (Tochilin section) // Vestnik KRAUNTs. Earth Sciences. 2018. № 4(40). P. 38–50 (in Russian)].  
 Мороз Е.А. Неотектоника и рельеф дна северо-западной окраины Баренцевоморского шельфа и его обрамления. Автореферат... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2017. 28 с. [Moroz E.A. Neotektonika i rel'ef dna severo-zapadnoj okrainy Barencevomorskogo shel'fa i ego obramleniya. Avtoreferat... kand. geol.-min. nauk. Moscow: GIN RAN, 2017. 28 p. (in Russian)]  
 Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А. и др. Современная тектоническая обстановка северной

- части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14030060> [Sokolov S.Yu., Abramova A.S., Zarskaya Yu.A. et al. Recent Tectonics in the Northern Part of the Knipovich Ridge, Atlantic Ocean // Geotectonics. 2014. V. 48. № 3. P. 175–187. <https://doi.org/10.1134/S0016852114030066> (in Russian)].
- Чистяков В.К. Геотехнологические опасности при поисках, разведке и эксплуатации месторождений природных газовых гидратов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 3. С. 103–112 [Chistyakov V.K. Geotechnological hazards in the search, exploration and exploitation of deposits of natural gas hydrates // Geology and Minerals of the World Ocean. 2008. № 3. P. 103–112 (in Russian)].
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с. [Khain V.E. Tectonics of continents and oceans (year 2000). Moscow: Scientific world. 2001. 606 p. (in Russian)].
- Alexandropoulou N. Late Cenozoic evolution of the upper Bjørnøya Fan, western Barents Sea margin: A seismic sequence stratigraphic analysis. Master Thesis in Geosciences Discipline: Petroleum Geology and Petroleum Geophysics. Department of Geosciences. Faculty of Mathematics and Natural Sciences. University of Oslo. 2013. 85 p.
- Amundsen I.M.H., Blinova M., Hjelstuen B.O. et al. The Cenozoic western Svalbard margin: sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading // Marine Geophysical Research. 2011. V. 32. P.441–453. <https://doi.org/10.1007/s11001-011-9127-z>
- Baeten N.J. Mass movements on the continental slope offshore Lofoten, Northern Norway // A dissertation for the degree of Philosophiae Doctor University of Tromsø UIt. Faculty of Science Department of Geology. 2013. 51 p. (<https://munin.uit.no/bitstream/handle/10037/5506/thesis.pdf?sequence=11&isAllowed=y/>)
- Berndt C., Brune S., Nisbet E. et al. Tsunami modeling of a submarine landslide in the Fram Strait // Geochemistry Geophysics Geosystems (G3). 2009. V. 10. 4. <https://doi.org/10.1029/2008GC002292>
- Blinova M. Seismic study along the west Spitsbergen continental margin and adjacent area of the West Spitsbergen Fold and Thrust Belt (Isfjorden) // Dissertation for the degree Philosophiae Doctor (PhD). Department of Earth Science University of Bergen. 2011. 20 p.
- Buhl-Mortensen L., Bøe R., Dolan M.F.J. et al. Banks, Troughs, and Canyons on the Continental Margin off Lofoten, Vesterålen, and Troms, Norway. In book: Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat. Elsevier. 2012. P. 703 – 715. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385140-6.00051-7>
- Bünz S., Polyakov S., Vadakkepuliambatta S. et al. Active gas venting through hydrate-bearing sediments on the Vestnesa Ridge, offshore W-Svalbard // Marine Geology. 2012. V. 332–334. P. 189–197. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.012>
- Bryn P., Berg K., Forsberg C.F. et al. Explaining the Storegga Slide // Marine and Petroleum Geology. 2005. V. 22 . Iss. 1–2. P. 11–19. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.12.003>
- 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>
- Crane K., Doss H., Vogt P. et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. V. 153–205.
- Dehls J.F., Olesen O., Bungum H. et al. Neotectonic map: Norey and adjacent areas. Geological Survey. 2000.
- Dumke I., Burwicz E.B., Berndt C. et al. Gas hydrate distribution and hydrocarbon maturation north of the Knipovich Ridge, western Svalbard margin // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2016. V. 121. Iss. 3. P. 1405–1424, <https://doi.org/10.1002/2015JB012083>
- Ejike C.E. Assessment of Hazards in Gas Hydrates Recovery // Open Journal of Yangtze Gas and Oil. 2019. V. 4. № 4. P. 231–239. <https://doi.org/10.4236/ojogas.2019.44018>
- Elverhøi A., Norem H., Andersen E.S. et al. On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian–Barents Sea continental margin // Geo-Marine Letters. 1997. V. 17. P. 119–125.
- Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A. et al. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin // Global Planet Change. 1996. V. 12. P. 53–74.
- Freire F., Gyllencreutz R., Jafri R.U. et al. Acoustic evidence of a submarine slide in the deepest part of the Arctic, the Molloy Hole // Geo-Mar Lett. 2014. V. 34. № 4. P. 1–11. <https://doi.org/10.1007/s00367-014-0371-5>
- Gao D. Transform Implications for submarine basin-slope degradation and deformation //AAPG Bulletin. 2006. V. 90. № 2. P. 159–176.
- GEBCO 30» Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>)
- Geissler W.H., Gebhardt A.C., Gross F. et al. Arctic megaslide at presumed rest // Scientific Reports. 2016. 6(1). <https://doi.org/10.1038/srep38529>
- Harbitz C.B., Glimsdal S., Løvholt F. et al. Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway // Coastal Engineering. 2014. V. 88. P. 101–122. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.02.003>
- Hjelstuen B. O., Eldholm O., Falide J.I. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 258. Iss. 3–4. P. 605–618. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.025>
- Keiding M., Olesen O., Dehls J. Neotectonic map of Norway and adjacent areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway. 2018.
- Laberg J.S., Vorren T.O., Dowdeswell J.A. et al. The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian–Greenland Sea // Marine Geology. 2000. V. 162. Iss. 2–4. P. 259–275. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00087-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00087-0)
- 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.margeo.2008.09.009>
- Llopart J. Storfjorden Trough Mouth Fan (Western Barents Sea): slope failures in polar continental margins; significance of stress changes and fluid migration

- induced by glacial cycles Doctoral Thesis. Univeritat de Barcelona. 2016. 263 p.
- Lucchi R.G., Camerlenghi A., Rebesco M. et al.* Postglacial sedimentary processes on the Storfjorden and Kveithola trough mouth fans: Significance of extreme glacialine sedimentation // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 111. P. 309–326. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.10.008>
- Mau S., Römer M., Torres M. E. et al.* Widespread methane seepage along the continental margin off Svalbard - from Bjørnøya to Kongsfjorden // *Scientific Reports*. 2017. 7(1):42997. P. 1–13. <https://doi.org/10.1038/srep42997>
- Mienert J., Vanneste M., Haflidason H. et al.* Norwegian margin outer shelf cracking: a consequence of climate-induced gas hydrate dissociation? // *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*. 2010. V. 99 (Suppl. 1). P. 207–225.
- Myhre C.L., Ferré B., Platt S.M. et al.* Extensive release of methane from Arctic seabed west of Svalbard during summer 2014 does not influence the atmosphere // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. Iss. 9. <https://doi.org/10.1002/2016GL068999>
- National Geophysical Data Center / World Data Service (NGDC/WDS): Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA. <https://doi.org/10.7289/V5PN93H7>
- Olesen O., Bungum H., Dehls J. et al.* Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway – mechanisms and implications. In Olsen L., Fredin O., Olesen, O. (eds.) *Quaternary Geology of Norway*, Geological Survey of Norway Special Publication. 2013. V. 13. P. 145–174.
- Pedrosa-González M.T., González-Vida J.M., Galindo-Zaldívar J. et al.* Simulation of tsunami induced by a submarine landslide in a glaciomarine margin: the case of Storfjorden LS-1 (southwestern Svalbard Islands) // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2022. V. 22. Iss. 12. P. 3839–3858. <https://doi.org/10.5194/nhess-22-3839-2022>
- Ritzmann O., Jokat W.* Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup // *Geophysical Journal International*. 2003. V. 152. Iss. 1. P. 139–159. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01836.x>
- Roman A.* Detailed mapping of faults and fractures along Vestnesa ridge. Master's thesis in Energy, Climate and Environment, EOM-3901. UiT The Arctic University of Norway Faculty of science and technology. Department of geology. 2017. 70 p.
- Sahling H.* and cruise participants. R/V Heincke Cruise Report HE-387. Gas emissions at the Svalbard continental margin. Longyearbyen–Bremerhaven, 20 August – 16 September 2012. Berichte, MARUM – Zentrum für Marine Umweltwissenschaften, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen. 2012. №. 291. 170 p.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2009. V.114. № B1. P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
- Smith D.E., Shi S., Cullingford R.A. et al.* The Holocene Storegga Slide tsunami in the United Kingdom // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. Iss. 23–24. P. 2291–2321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.04.001>
- Straume E.O., Gaina C., Medvedev S. et al.* GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P.1756–1772. <https://doi.org/10.1029/2018GC008115>
- Vanneste M., Guidard S., Mienert J.* Bottom-simulating reflections and geothermal gradients across the western Svalbard Margin // *Terra Nova*. 2005. V. 17(6). P. 510–516. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00643.x>
- Vanneste M., Berndt C., Laberg J.S. et al.* On the origin of large shelf embayments on glaciated margins—effects of lateral ice flux variations and glacio-dynamics west of Svalbard // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 2406–2419. Iss. 19–21. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.05.005>
- Waghorn K.A., Vadakkepuliymbatta S., Plaza-Faverola A. et al.* Crustal processes sustain Arctic abiotic gas hydrate and fluid flow systems // *Scientific Reports*. 2020. 10(1):10679. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-67426-3>
- Wilson C.K., Long D., Bulat J.* The Afen Slide — a multistaged slope failure in the Faroe-Shetland Channel // *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. 1st International Symposium. J. Locat and J. Mienert (eds.). 2003. P. 317–324.
- Wilson C.K., Long D., Bulat J.* The morphology, setting and processes of the Afen Slide // *Marine Geology*. 2004. V. 213. Iss. 1–4. P. 149–167. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.005>
- Winkelmann D.* Sediment Dynamics of Megaslides along the Svalbard continental Margin and the Relation to paleoenvironmental Changes and Climate History. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften. Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen. Bremerhaven, 2007. 183 p.
- Winkelmann D., Geissler W., Schneider J. et al.* 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>

МАЗАРОВИЧ и др.

## LANDSIDE HAZARD ON THE NORWEGIAN CONTINENTAL MARGIN

**A.O. Mazarovich, A.S. Abramova, K.O. Dobrolyubova, Yu.A. Zaraiskaya,  
E.A. Moroz, S.Yu. Sokolov**

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 119017*

Received May 17, 2023; revised January 19, 2024; accepted March 25, 2024

Numerous landslides are located on the passive margin of Norway. According to the landslides number and the extent of their detachment zones, the margin can be divided into three segments (from south to north) — Scandinavian, Barents Sea and Svalbard. The fourth segment (Arctic) is the transition area located north of the Spitsbergen archipelago. In the Scandinavian segment, about forty large submarine landslide bodies have been identified on the continental slope and deeper. The Barents Sea segment is dominated by deep-sea fan deposits and relatively small landslides. No large landslides were found in the Svalbard segment. Analysis of published and original geological and geophysical data indicates that the formation of new landslides may occur in the Svalbard segment, as well as on the Vestnesa Ridge.

*Keywords: Norwegian continental margin, Scandinavia, Svalbard, landslides, seismicity, gas hydrates.*