УДК 551.466.62

## К вопросу о цунамиопасности арктического региона

**Е. А. Куликов** <sup>1</sup>, доктор физико-математических наук, **А. И. Иващенко**, кандидат физико-математических наук Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

**И. П. Медведев**, кандидат физико-математических наук Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Институт прикладной геофизики им. академика Е. К. Федорова

**О. И. Яковенко, С. А. Ковачев**, кандидат физико-математических наук Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

Рассмотрен вопрос цунамиопасности в арктическом регионе. Для арктического побережья России наибольшая опасность возникновения цунами сейсмотектонического происхождения исходит от землетрясений, возникающих в зоне подводного хребта Гаккеля. В этой зоне возможно возникновение землетрясений магнитудой  $M_w \sim 6,5-7,0$  с частотой  $10^{-2}$  год $^{-1}$  и магнитудой  $M_w \sim 7,5$  с частотой  $10^{-3}$  год $^{-1}$ . При помощи численного сценарного моделирования были воспроизведены два наиболее сильных из зарегистрированных землетрясений в бассейне Северного Ледовитого океана: в море Баффина (1933 г.,  $M_w = 7,7$ ) и в море Лаптевых (1964 г.,  $M_w = 6,7$ ), при которых максимальная высота волн цунами на побережье в ближней зоне очага могла бы достигать соответственно 10 и 0,3 м.

**Ключевые слова:** Арктика, Северный Ледовитый океан, шельф, цунами, сейсмичность, землетрясения, сценарное моделирование.

#### Введение

Освоение Арктики и разработка природных ископаемых на шельфе Арктического бассейна требует проведения научных исследований и инженерных изысканий для обеспечения экологической и технической безопасности прибрежной и морской инфраструктуры. Особое место занимает вопрос о роли экстремальных природных явлений в Арктике, таких как штормы, сжатие ледяного покрова, сейсмичность, цунами, подводные оползни, штормовые нагоны и др. К сожалению, экстремальные морские явления в арктических морях относятся к наименее изученным вопросам в океанологии. Для их адекватной статистической оценки требуются длительные многолетние наблюдения, которые отсутствуют изза сложных природно-климатических условий и малой населенности арктического побережья. Поэтому единственным средством получения надежных статистических оценок опасности возникновения волн цунами на шельфе арктических морей России является численное сценарное моделирование.

#### Сейсмические морские волны цунами

Цунами — это катастрофические океанские волны с характерными периодами от 1-2 мин до 2-3 ч пространственными масштабами от нескольких сотен метров до нескольких сотен километров. Образование волн цунами связано с относительно быстрым вытеснением масс воды в результате сейсмотектонических подвижек земной коры, обвалов и оползней больших масс горных пород или донного осадочного материала, а также взрывов (извержений) на дне. В некоторых случаях бывает трудно выделить явление, которое непосредственно было причиной цунами, в других — разделить несколько факторов, действующих одновременно (например непосредственно землетрясение и оползень, вызванный этим землетрясением). Волны цунами, возникающие в результате сейсмотектонических подвижек дна при сильнейших землетрясениях, могут распространяться на тысячи и даже десятки тысяч километров, нанося ущерб и приводя к гибели людей на значительных расстояниях от источника. Оползневые цунами обычно носят локальный характер и представляют опасность для узких проливов, фьордов, заливов и бухт.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> e-mail: KulikovE@ocean.ru.

Эффект неожиданности и специфический характер поражающих факторов делают цунами одним из самых опасных природных явлений. Высоты волн цунами, набегающих на берег, порой превышают 10—15 м, причем в некоторых зонах побережья (в области мелководного шельфа и пологого берега, в устьях рек и др.) волна приобретает форму бора (водной стены). Двигаясь с огромной скоростью вглубь берега, вал воды, обладающий колоссальной динамической энергией, уничтожает все на своем пути.

На российском побережье наибольшую опасность цунами представляют для районов Камчатки и Курильских островов. Волна цунами, вызванная землетрясением вблизи острова Парамушир в 1952 г., полностью разрушила город Северо-Курильск, высота волны достигала 18 м. Одной из самых страшных природных катастроф в истории человечества явилось Суматра-Андаманское цунами (26 декабря 2004 г.), вызванное землетрясением магнитудой M = 9,3. Высота волны цунами, вызванной этим землетрясением, достигала 36 м на побережье Индийского океана и привела к гибели более 220 тыс. человек. Другим страшным примером явилось катастрофическое событие, произошедшее 11 марта 2011 г. у берегов Японии. Землетрясение магнитудой  $M_{-} = 9.0$  (сильнейшее за всю историю Японии), эпицентр которого располагался к северо-востоку от острова Хонсю, вызвало разрушительное цунами, ударившее по побережью Японии. Высота волны на берегу достигала 40 м. В результате катастрофического цунами погибло около 20 тыс. человек, а непосредственный ущерб в Японии составил более 200 млрд долл. Ужасным последствием нахлынувших волн цунами явилось серьезное повреждение атомных электростанций. Особенно серьезно пострадала АЭС «Фукусима-1», что стало причиной экологической катастрофы в этом регионе. Волны цунами, сохраняя свою разрушительную силу, пересекли весь Тихий океан и даже проникли в Атлантический океан, достигнув берегов Бразилии. На противоположной от источника стороне Тихого океана, у берегов Калифорнии и Орегона (США), наблюдались волны высотой 4—5 м, а у берегов Чили — 3—4 м (на расстоянии около 17,5 тыс. км от источника!).

Подводные оползни, падение скал в воду, обвал берега и возникающие при этом мутьевые потоки также могут генерировать значительные волны цунами в прибрежных зонах океана. В отличие от цунами чисто сейсмического происхождения «оползневые» цунами обычно носят локальный характер. Однако по разрушительной силе они не уступают цунами сейсмотектонического происхождения. Одним из наиболее известных локальных событий является катастрофическое цунами 1958 г. в бухте Литуя (юго-восточная часть Аляски), которое было вызвано обвалом в воду скального материала в вершине бухты, что привело к образованию огромной волны высотой до 525 м. Одна из крупнейших

аварий гидротехнического строительства произошла 9 октября 1963 г. в долине реки Вайонт (северная часть Италии). В водохранилище сошел оползень, вызвавший волну цунами высотой до 200 м, которая перехлестнула через плотину, уничтожила несколько деревень и сел вниз по течению реки и унесла жизни более 2 тыс. человек [33].

Традиционно цунамиопасность в Арктике считается незначительной. Это объясняется прежде всего низкой сейсмической активностью региона. Отсутствие прямых свидетельств о проявлениях цунами на арктическом побережье может объясняться малой населенностью этого района и отсутствием сети высокочастотных наблюдений за колебаниями уровня моря. В связи с экономическим освоением шельфа проблема цунамиопасности на побережье Арктики становится актуальной и требует проведения подробных исследований вероятных событий образования волн цунами. Настоящее исследование является, вероятно, первой попыткой оценить риск возникновения цунами в арктических морях.

## **Исторические свидетельства** о проявлении цунами в **Арктике**

Чтобы оценить принципиальную возможность возникновения волн цунами на побережье, где отсутствуют какие-либо данные об их проявлениях, часто используются методы геологических изысканий поиск следов древних катастроф (палеоцунами). Согласно геологическим данным в Арктике неоднократно наблюдались цунами различного происхождения. Примерно в 6100—6200 гг. до н. э. в Норвежском море на границе континентального шельфа в 100 км к северо-западу от Мёре-ог-Ромсдал (Норвегия) сошел гигантский оползень Сторегга [32], который вызвал сильное цунами, отмеченное по геологическим следам на побережье протяженностью 290 км — от северо-восточного побережья Англии до побережья Норвегии к северу от полярного круга [12; 26; 27; 30]. На побережье Норвегии высота максимальных волн цунами достигала 10—12 м, на Шетландских островах (Северное море) превышала 20 м [12], а на южном побережье Баренцева моря достигала 3—4 м [27].

Явления, похожие на цунами, наблюдались на российском побережье Арктики и в сравнительно недавнее время. Так, в работах [3; 5] рассказывается об «ужасном событии», случившемся в 1888 г. в селе Кашкаранцы (Мурманская область) на побережье Белого моря. Заплеск волны достигал высоты в несколько метров. В Кашкаранцах было уничтожено 6 из 25—30 домов, снесено 27 амбаров с припасами, 11 бань и потеряно 40 малых судов. А. А. Никонов [5] дает следующее описание: «В январскую ночь, в 4 часа, жители услышали шум, а затем сразу грохот, который был настолько сильным, что заставил их выбежать из домов, стоявших лишь на 3—4 м над уровнем моря. Люди в непосредственной близости увидели надвигавшуюся ледовую стену всего за

несколько минут до того, как громадное количество льда стало наваливаться на берег и крушить все на своем пути». Согласно [5] волна цунами, обрушившаяся на Кашкаранцы в 1888 г., была возбуждена подводным оползнем, который, вероятно, был вызван землетрясением. В этой же статье А. А. Никонов пишет, что волны цунами в Белом море наблюдались неоднократно: в 1627, 1635, 1888 и 1967 гг. В частности, в мае 1967 г. в западной части Кандалакшского залива произошло землетрясение магнитудой 4,1 (±0,2), которое сопровождалось значительным цунами [5].

Сведения о проявлениях цунами в Канадском Арктическом бассейне также практически отсутствуют. Ввиду низкого сейсмического потенциала этот регион не является зоной вероятной генерации цунами. Разрушительные волны там могут также возбуждаться локальными эффектами: оползнями, айсбергами. В обзоре цунамиопасности на побережье Канады [21] рассматриваются две зоны потенциальной опасности на арктическом побережье: море Баффина и устье реки Маккензи в море Бофорта. Согласно [21] в районе надвига Маккензи могут происходить цунамигенные землетрясения магнитудой 7,9 (7,4-8,4) с периодом повторяемости примерно 3300 лет. Землетрясение магнитудой 8,4 вызовет цунами с высотой более 3 м вдоль побережья Юкона и Северо-Западных территорий Канады. Цунами с высотой более 1,5 м может наблюдаться на островах Банкса и Виктория Канадского Арктического архипелага [21]. Более слабые землетрясения возбудят цунами высотой не более 1,5 м. Оползневых цунами на канадском побережье Арктики зафиксировано не было. Возможным источником цунами в этом регионе могут быть сходы айсбергов с ледников. Подобные события были неоднократно зафиксированы на побережье Гренландии [7; 22; 28]. В [28] приводится несколько упоминаний о возможных цунами тектонического происхождения. Так, исследовательская группа по поиску твердых полезных ископаемых в береговых отложениях наблюдала 24 июля 1985 г. событие с высотой волн от 1 до 2 м на северной оконечности острова Убекендт в северо-западной части Гренландии.

На колебания в небольших бухтах могут также влиять удаленные сейсмические события. Подобный эффект наблюдался в 2011 г. на побережье Норвегии, когда сейсмические S-волны катастрофического японского землетрясения Тохоку с периодами 67—100 с возбудили в норвежских фьордах сейши с амплитудами 1—1,5 м [11]. В 1950 г. подобное явление, вызванное сильнейшим Ассам-Тибетским землетрясением, наблюдалось в норвежских фьордах и на побережье Англии [20]. Вероятно, аналогичные явления могут наблюдаться и в небольших бухтах окраинных морей российской Арктики.

Что касается цунами от сильнейших удаленных землетрясений в Атлантическом и Тихом океанах, в мировой базе данных по цунами (NGDC/WDS,

2014 [24]) в настоящее время имеется единственное упоминание о проникновении волн цунами извне в акваторию Северного Ледовитого океана. 22 мая 1960 г. вблизи побережья Чили произошло сильнейшее землетрясение магнитудой  $M_{_{\rm W}}=9,5,$  которое вызвало волны цунами с высотой до 25 м в южной части Тихого океана. Согласно данным из [13] 23 мая 1960 г. волна цунами, вызванная этим землетрясением, наблюдалась в Чукотском море в Пойнт-Хоупе (северо-западное побережье Аляски). Однако о высоте волны ничего не сообщается (видимо, она была невелика).

#### Сейсмичность арктического региона

Еще недавно было принято считать, что бо́льшая часть Арктической зоны Российской Федерации представлена так называемыми асейсмичными областями, в которых землетрясений магнитудой  $M_{\rm w} > 4,5$  практически не зафиксировано за весь период инструментальных наблюдений [4]. Но в связи с освоением нефтегазовых провинций на арктическом шельфе это представление предстоит проверить и доказать, поскольку оно основано на данных сильно разреженной сети сейсмостанций, удаленных на сотни и тысячи километров от подлежащих освоению площадей.

Первая инструментальная информация о землетрясениях в Арктике была получена в начале XX столетия. В течение всей первой половины XX в. информация об арктических землетрясениях базировалась главным образом на материалах удаленных сейсмических станций. Вследствие этого без пропусков в Арктике регистрировались только события магнитудой 5,5—6 при точности локализации ( $\delta\Delta$ ) до 100 км и более [1; 2]. С развитием сети станций минимальный порог регистрации в среднем по Арктике снижался и составлял  $M_{\min} = 4-4.5~(\delta\Delta = 10-20~{\rm KM})$ в 1970—1990-е годы. В настоящее время мониторинг сейсмичности в России осуществляет Геофизическая служба Российской академии наук, которая располагает всего 50 цифровыми сейсмостанциями севернее параллели 55° с. ш. [4]. Столь редкая сеть позволяет регистрировать на шельфе Арктической зоны и в Северном Ледовитом океане только относительно сильные землетрясения магнитудой выше 4,5, приуроченные к Срединно-Арктическому поясу повышенной активности.

На рис. 1 приведено распределение эпицентров землетрясений магнитудой  $M_{\rm w} \ge 5,5$  в арктическом регионе (севернее широты 65° с. ш.) за период инструментальных наблюдений (1918—2011 гг.) по данным новейшего глобального каталога ISC-GEM [17]. Этот каталог, созданный для решения задач по оценке сейсмической и цунамиопасности в глобальном масштабе, отличается высокой степенью однородности, т. е. оценки всех параметров землетрясений и погрешностей их определения выполнены в нем по единым методикам и процедурам с учетом новейших достижений сейсмологии. Так,

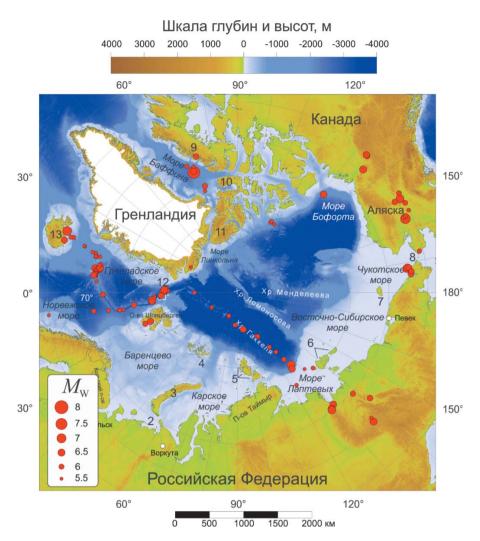


Рис. 1. Эпицентры сильнейших землетрясений бассейна Северного Ледовитого океана и прилегающих территорий (севернее широты 65° с. ш.) магнитудой  $M_{\rm w} \ge 5.5$  за период инструментальных сейсмологических наблюдений 1918-2011 гг., по данным глобального каталога землетрясений ISC-GEM [17]. Номерами отмечены следующие географические объекты: 1- Белое море, 2- Печорское море, 3- острова Новая Земля, 4- острова Земля Франца-Иосифа, 5- острова Северная Земля, 6- Новосибирские острова, 7- остров Врангеля, 8- Берингов пролив, 9- остров Баффинова Земля, 10- остров Девон, 11- остров Элсмир, 12- пролив Фрама, 13- остров Исландия

в качестве единой шкалы магнитуд выбрана шкала  $M_{
m w}$ , которая не «насыщается» даже для сильнейших землетрясений.

Большинство землетрясений связано с сейсмоактивной зоной, протягивающейся от Исландии через глубоководную часть Арктики до шельфа моря Лаптевых. Указанная зона является фрагментом глобального сейсмического пояса срединноокеанических хребтов, трассирующего дивергентные границы литосферных плит. В глубоководной части Северного Ледовитого океана зона приурочена к гребню подводного хребта Гаккеля, по ней проходит граница между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами [10]. Срединно-Арктический пояс землетрясений представляет собой единственную в Арктике область современной межплитовой сейсмичности. Все остальные достаточно многочисленные в Арктике сейсмоактивные зоны не связаны с какими-либо межплитовыми границами. Примерами таких зон являются Фенноскандия, архипелаг Шпицберген, море Лаптевых, море Баффина и Баффинова Земля, острова Королевы Елизаветы, Берингов пролив и др.

Заметим, что многие из событий, показанных на рис. 1, с эпицентрами на суше, расположенными достаточно далеко от берега (в Якутии, Исландии, на Аляске), не представляют интереса с точки зрения генерации цунами. Остальные события с эпицентрами в море рассматриваются как потенциальные источники цунами сейсмического происхождения и условно разбиваются на три группы: а) локальные, расположенные на шельфе на расстоянии до 100—200 км от месторождений; б) региональные, расположенные в пределах Арктического бассейна; в) удаленные, расположенные за пределами Арктического бассейна. Отметим, что локальные источники

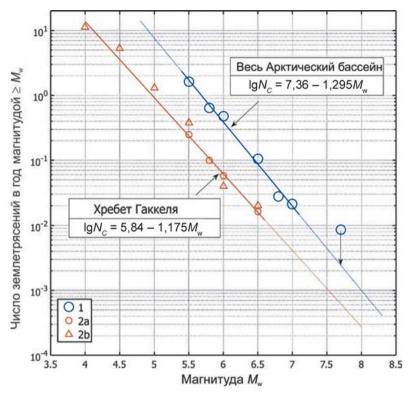


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений, зарегистрированных в пределах всего Арктического бассейна (синий цвет) и в пределах подводного хребта Гаккеля (красный цвет). Графики построены по данным: 1 и 2а — каталога ISC-GEM [17] за период 1918—2011 гг.; 2b — каталога [8] Геологической службы США за 1920—2015 гг. Средний период повторяемости землетрясений с магнитудами  $M \geq M_{\rm w}$  равен  $T=1/N_{c}$ . Вертикальной стрелкой показано наиболее вероятное положение на графике сильнейшего землетрясения региона, произошедшего 20 ноября 1933 г. в море Баффина,  $M_{\rm w}=7,7$ 

располагаются, как правило, на шельфе, где эффективность генерации цунами заметно ниже, чем на глубокой воде.

Таким образом, цунамиопасность в Арктическом бассейне определяется главным образом региональными сейсмическими источниками, приуроченными к Срединно-Арктическому поясу землетрясений (межплитовой границе) и к отдельным районам континентального склона—в морях Баффина и Бофорта.

Частота возникновения землетрясений разных магнитуд в некотором регионе обычно следует эмпирическому закону Гутенберга — Рихтера

$$\lg N_{\rm c} = a - bM_{\rm w},\tag{1}$$

где  $M_{_{
m w}}$  — магнитуда землетрясения;  $N_{_C}$  — частота возникновения землетрясений магнитудами больше или равными  $M_{_{
m w}}$ , т. е. число таких землетрясений, возникающих в регионе в единицу времени (обычно один год); a и b — константы, определяемые по данным наблюдений (каталогам землетрясений).

Если за единицу времени выбрать один год, то величина  $T=1/N_C$  определяет средний интервал (период) повторяемости землетрясений магнитудами больше или равными  $M_{\rm w}$  в данном регионе. В графическом виде соотношение определяет  $\it zpa\phi$ ик  $\it nosmopsemocmu$  землетрясений (рис. 2).

Для корректной оценки параметров a и b по каталогу зарегистрированных землетрясений сначала необходимо определить интервалы представительной регистрации для землетрясений разных магнитуд,

т. е. периоды времени, в течение которых события с заданной магнитудой  $M_{_{\!\scriptscriptstyle \mathrm{W}}}$  и выше представлены в каталоге без пропусков. На рис. 2 приведены графики повторяемости землетрясений, зарегистрированных в пределах всего Арктического бассейна (синий цвет) и в пределах подводного хребта Гаккеля (красный цвет). Для каталога ISC-GEM интервалы представительной регистрации землетрясений разных магнитуд определены в [23], а для выборки событий из каталога NEIC эти интервалы взяты из [2].

Экстраполяция линейного графика повторяемости (1) в область больших значений магнитуды Mдает возможность приближенно оценить средний период повторяемости сильнейших землетрясений. Из рис. 2 получаем, что средний период повторяемости событий с  $M_{\rm w} \ge 6.7$  в подводном хребте Гаккеля составляет  $T \approx 100$  лет, а средний период повторяемости событий с  $M_{\rm w} \ge 7.7$  в арктическом регионе составляет  $T \approx 400$  лет. Эти оценки важны для последующей вероятностной оценки цунамиопасности шельфа.

# Математическое моделирование процесса генерации и распространения волн цунами в условиях Арктики

Оценка параметров очагов потенциально цунамиопасных землетрясений

Для оценки параметров волн цунами в районе арктического шельфа России необходимо оценить параметры очагов потенциально цунамиопасных землетрясений. В общем случае эффективность генерации цунами сейсмическим источником определяется целым рядом параметров (рис. 3). Для эффективной генерации цунами необходима достаточно большая глубина моря в области сейсмического источника, так как при небольших глубинах (например на шельфе) значительные волны цунами практически не возникают.

Сценарное моделирование распространения волн цунами в условиях Арктики

Длительность образования остаточных сейсмотектонических смещений дна, формируемых в результате сильного подводного землетрясения, обычно составляет  $10^{1}$ — $10^{2}$  с. Эта величина значительно меньше характерного периода генерируемых волн цунами (10<sup>3</sup>—10<sup>4</sup> с). Именно поэтому при моделировании образования и распространения поверхностных гравитационных волн (цунами) исходят из так называемого поршневого механизма, когда начальное возмущение уровня моря над очагом формируется в результате мгновенного вытеснения жидкости вертикальным смещением участков дна [6]. В связи со значительными горизонтальными масштабами очага  $(10^2 - 10^3 \text{ км})$  используемые гидродинамические модели обычно ограничиваются приближением «мелкой воды», в котором глубина жидкости пренебрежимо мала по сравнению с длиной волны.

В настоящей работе использовалась модификация известной численной модели распространения волн цунами в океане TUNAMI [16], в которой была реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды [14]. Эта модель была адаптированная для Арктического бассейна — массив глубин задавался на сетке с равномерным шагом в полярной стереографической проекции.

Расчет образования и распространения волн цунами происходит в рамках решения задачи Коши, т. е. предполагается, что в начальный момент t=0 жидкость находится в состоянии покоя, и задано начальное отклонение свободной поверхности океана.

Чтобы исключить в расчетах искусственную численную диссипацию, в модели использовалась линеаризованная версия уравнений мелкой воды, соответствующее конечно-разностное приближение консервативно. Хотя такая

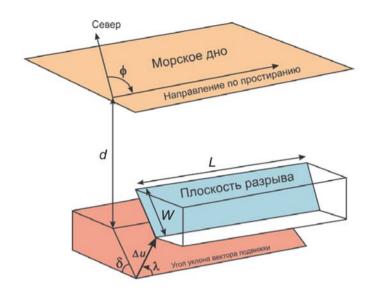


Рис. 3. Основные параметры сейсмического источника, определяющие эффективность генерации волн цунами. Модель разрыва конечных размеров: d – глубина очага землетрясения, L — протяженность (длина), W — ширина плоскости разрыва в очаге,  $\Delta u$  — величина относительного смещения (подвижки) бортов разлома,  $\phi$  — азимут простирания разлома (strike),  $\delta$  — угол падения плоскости разлома (dip),  $\lambda$  — угол уклона вектора подвижки от линии простирания разлома (rake)

линеаризация в чем-то ограничивает точность модели в прибрежных зонах, она позволяет проводить моделирование волнового поля в течение длительного времени, и при этом обеспечивается бо́льший контроль за диссипацией энергии в модели.

Наиболее важной частью моделирования является постановка начальных условий. Для оценки параметров источника применяется сейсмотектоническая модель разрыва конечных размеров, которая в настоящее время широко используется в сейсмологии для определения величины смещений вдоль плоскости разрыва в очаге землетрясения. В свою очередь, эти смещения пересчитываются в смещения дна океана на основе формул, вытекающих из теории дислокаций в однородном изотропном упругом полупространстве [25]. Параметры модели включают в себя сейсмический момент очага землетрясения и геометрию очага (глубину очага, размеры площадки разрыва в очаге, углы ее простирания и падения, угол скольжения и величину относительной подвижки бортов разлома — см. рис. 3). Рассчитанные остаточные смещения морского дна переносятся на поверхность воды и определяют начальные условия в задаче Коши.

Область расчета для численного моделирования распространения цунами в арктическом регионе была выбрана в виде прямоугольника с разрешением  $5809 \times 5809 \times 5809$  узлов с шагом  $\Delta x = \Delta y = 1 \text{ км}$  (рис. 4) в координатах стереографической проекции для северного полярного района. Эта проекция используется при анализе полярных регионов, так как они не включены в систему координат поперечной проекции Меркатора. Центральной точкой проекции является Северный полюс (90° с. ш.), центральный меридиан составляет 90° в. д. Линии широты представляют собой концентрические окружности, а меридианы — радиальные прямые, исходящие из точки полюса. Стандартная параллель по линии широты, в которой сохраняется истинный масштаб, равняется 75°. Ближе к полюсам масштаб уменьшается [31].

Шаг по времени при численном моделировании выбирался равным трети величины, задаваемой условием устойчивости Куранта численной схемы. Для аппроксимации батиметрии использовался массив

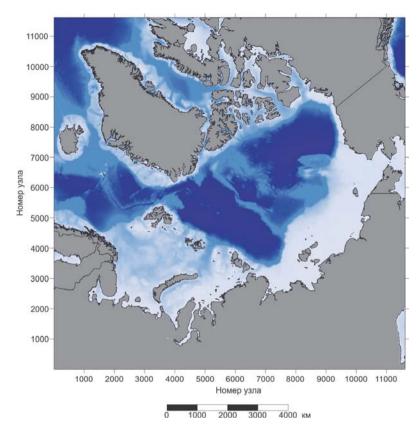


Рис. 4. Расчетная область для численного моделирования распространения цунами в Арктическом регионе

глубин IBCAO Version 3.0 с разрешением 500 м (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/[18]).

В качестве источников генерации цунами были выбраны два сильнейших исторических землетрясения, произошедших в арктическом регионе в XX в. (оценочные параметры очагов представлены в табл. 1):

Сценарий T1 — землетрясение 25 августа 1964 г. в море Лаптевых,  $M_{_{\rm W}}=6.7$  (сильнейшее землетрясение в хребте Гаккеля). Модель сброса.

Сценарий T2 — землетрясение 20 ноября 1933 г. в море Баффина,  $M_{\rm w}=7.7$  (сильнейшее землетрясение во всем арктическом регионе). Модель сдвига.

Сценарий Т3 — то же землетрясение 20 ноября 1933 г. в море Баффина,  $M_{...} = 7,7$ . Модель пологого надвига.

Модель механизма очага для сценарных землетрясений (параметры  $\phi$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ ) выбрана в соответствии с опубликованными данными: для

сценария Т1 — по [19], для сценариев Т2 и Т3 — по [9]. Длина L и ширина W площадки разрыва в очаге определялись через магнитуду  $M_{\rm w}$  по формулам из [34] с учетом механизма очага. Расчет остаточных вертикальных смещений морского дна в результате землетрясения выполнялся по методу, предложенному в [25], на основании данных, приведенных в табл. 1.

В качестве первого сценария (Т1) были использованы данные о землетрясении, которое произошло 25 августа 1964 г. на дне моря Лаптевых [19; 29]. Землетрясение имело следующие характеристики очага:  $M_{\rm w}$  = 6,7<sup>2</sup>, широта — 78,04°с. ш., долгота — 126,56° в. д., глубина очага — 15 км, L = 32,6 км, W = 13.6 km,  $\delta = 47^{\circ}$ ,  $\lambda = -89^{\circ}$ ,  $\phi = 346^{\circ}, \Delta u = 1{,}081$  м. Значения Lи W определены через магнитуду  $M_{\rm m}$  по формулам из [34]. Это сценарное землетрясение генерирует волну цунами с максимальной высотой до 0,3 м, которая будет наблюдаться вблизи источника (рис. 5). Основная энергия волн цунами направлена внутрь моря Лаптевых: на юго-восток в сторону острова Котельный и на юг по направлению к Анабарскому заливу. В прибрежной зоне моря Лаптевых волна цунами достигнет максимальных высот на северо-западном побережье острова Котельный — до 0,2-0.25 м (рис. 6).

В качестве второго тестового сценария (Т2) была рассмотрена генерация цунами землетрясением магнитудой  $M_{_{\mathrm{W}}}=7,7$ , произошедшим 20 ноября 1933 г. в море

Таблица 1. Параметры землетрясений

Nº	Магни- туда $M_{ m w}$	Широта	Долгота	Дата события	Глубина очага, км	<b>Strike</b> φ	Dip δ	<b>Rake</b> λ	Смеще- ние, ∆ <i>u</i> , м	Длина <i>L</i> , км	Ширина <i>W</i> , км
T1	6,7	78,04	126,56	25.08.1964	15	346	47	-89	1,081	32,56	13,61
T2	7,7	73,12	-70,01	20.11.1933	17	172	82	6	7,145	126,8	28,45
T3 *	7,7	73,12	-70,01	20.11.1933	15	190	30	62	7,145	126,8	28,45

<sup>\*</sup> Наихудший сценарий.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Магнитуда, географические координаты и глубина очага даны согласно каталогу землетрясений ISC-GEM Catalogue [17].

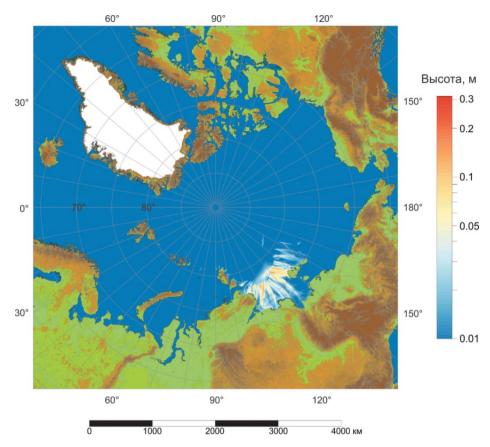


Рис. 5. Карта распределения максимальных значений высоты цунами в Северном Ледовитом океане рассчитанных по численной модели (сценарий T1)

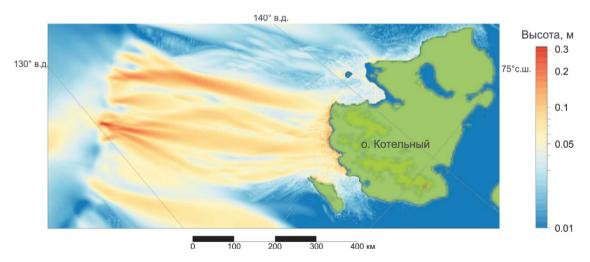


Рис. 6. Карта распределения максимальных значений высоты цунами вблизи острова Котельный (море Лаптевых, сценарий T1)

Баффина. Это самое сильное землетрясение, зафиксированное за инструментальный период наблюдений (ХХ—ХХІ вв.) во всем арктическом регионе. Землетрясение имело следующие характеристики очага: широта — 73,12° с. ш., долгота — 70,01° з. д., глубина очага — 17 км, L=126,8 км, W=28,5 км,  $\delta=82^\circ$ ,  $\lambda=6^\circ$ ,  $\phi=172^\circ$ ,  $\Delta u=7,145$  м (см. табл. 1). На рис. 7

представлена карта распределения расчетных максимальных высот волн цунами в Арктике, которые могли быть вызваны этим историческим землетрясением. Внутри моря Баффина высота волны цунами могла достигать 1,3 м. При прохождении проливов Канадского Арктического архипелага энергия волны цунами будет быстро затухать. В Арктическом

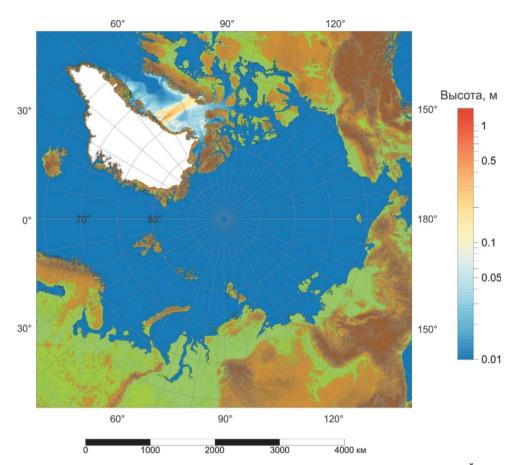


Рис. 7. Карта распределения максимальных высот цунами в арктическом регионе, рассчитанных по численной модели (сценарий T2)

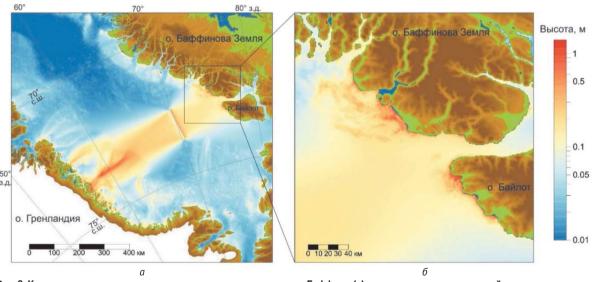


Рис. 8. Карта распределения максимальных высот цунами в море Баффина (а), рассчитанных по численной модели (сценарий Т2). На врезке (б) показаны максимальные высоты цунами на побережье острова Байлот и северной части острова Баффинова Земля

бассейне океана высота волны цунами будет меньше 1 см. Основная энергия волн цунами будет направлена по широте на запад и на восток.

На западном побережье моря Баффина, на побережье острова Байлот и северной части острова Баффинова Земля будут наблюдаться наибольшие высоты волн цунами от этого землетрясения — до 1,2—1,3 м (рис. 8). В восточной части моря высота волны цунами достигнет 1,0—1,1 м на западном побережье Гренландии. Несмотря на значительную магнитуду землетрясения, наблюдается относительно слабое цунами. Это обусловлено сдвиговым типом

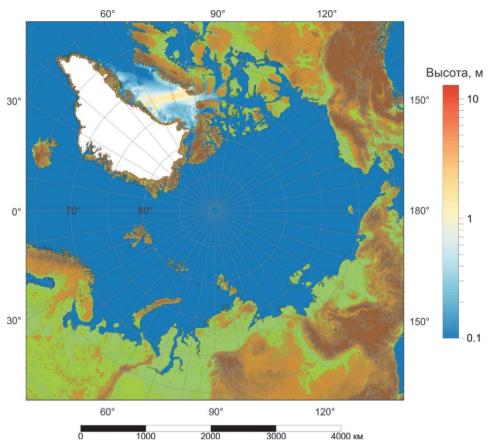


Рис. 9. Карта распределения максимальных высот цунами в арктическом регионе, рассчитанных по численной модели (сценарий T3)

механизма очага, который наименее эффективен для генерации цунами, так как при этом вертикальные остаточные смещения морского дна очень малы.

В качестве третьего тестового сценария (Т3) было выполнено моделирование цунами, вызванного тем же землетрясением в море Баффина 1933 г., но с механизмом очага типа пологого надвига или взброса, при котором происходит более эффективная генерация цунами (см. табл. 1). Основание для выбора такого сценария состоит в следующем. Согласно [9] 20 ноября 1933 г. в море Баффина произошло землетрясение, состоявшее из трех последовательных толчков (subevents). Первый толчок, самый сильный, был рассмотрен в качестве источника в сценарии Т2. Но через несколько десятков секунд после первого толчка произошли еще два толчка с магнитудами 7,3 и 7,4, при которых могли наблюдаться существенные вертикальные деформации дна. Таким образом, в рамках сценария ТЗ было рассмотрено событие магнитудой  $M_{...} = 7,7$  со следующими параметрами очага:  $\delta = 30^\circ$ ,  $\overset{\text{\tiny w}}{\lambda} = 62^\circ$ ,  $\phi = 190^\circ$ ,  $\Delta u = 7{,}145$  м (сценарий ТЗ в табл. 1). Местоположение и геометрические характеристики источника в сценарии Т3 повторяют источник сценария Т2, однако здесь задается взбросовый тип механизма очага землетрясения.

На рис. 9 представлена карта распределения максимальных высот цунами, вызванных этим

сценарным источником. Наибольшие высоты цунами будут наблюдаться на побережье Гренландии (до 3-4 м), на северном побережье острова Баффинова Земля (2—3 м) и острова Байлот (4—10 м). В некоторых бухтах на побережье Гренландии высота цунами достигнет 5—6 м. На небольшом участке побережья острова Баффинова Земля высота цунами составит 4-5 м. На побережье острова Байлот высота цунами в отдельных бухтах может достигнуть 13 м (рис. 10). На островах Девон и Коберг, на южном побережье острова Элсмир высота цунами будет порядка 2 м. В открытой части акватории моря Баффина высота волны цунами не превысит 1—1,5 м. При прохождении проливов Канадского Арктического архипелага энергия волны цунами, как и в сценарии Т2, будет быстро затухать.

#### Заключение

В настоящей работе представлен анализ изученности проблемы цунамиопасности в арктическом регионе. К сожалению, из-за сложных природноклиматических условий и малой населенности побережья Арктики практически отсутствуют данные инструментальных измерений и надежные исторические свидетельства о проявлениях цунами. Но, как показано выше, сейсмическая активность в арктическом регионе достаточно высока, что позволяет допустить

#### Научные исследования в Арктике

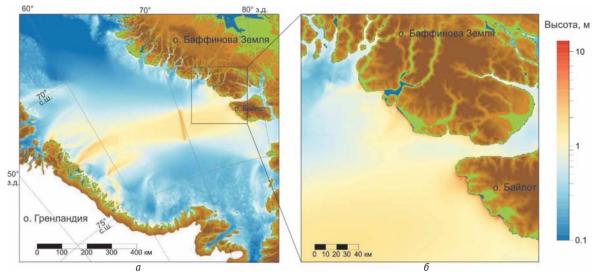


Рис. 10. Карта распределения максимальных высот цунами в море Баффина (*a*), рассчитанных по численной модели (сценарий Т3). На врезке (*δ*) показаны максимальные высоты цунами на побережье острова Байлот и северной части острова Баффинова Земля

возможность возникновения здесь опасных цунами сейсмотектонического происхождения. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов, а также данных о сейсмичности за период инструментальных наблюдений (1918—2015 гг.) показывает, что наиболее высоким сейсмическим потенциалом в пределах арктического региона характеризуются подводный Срединно-Арктический пояс землетрясений (межплитовая граница), а также отдельные районы континентального склона — в морях Баффина и Бофорта. Для арктического побережья России и прилегающего шельфа наибольшая опасность возникновения цунами сейсмотектонического происхождения исходит от землетрясений, возникающих в зоне подводного хребта Гаккеля, являющегося восточной частью Срединно-Арктического пояса. В этой зоне возможно возникновение землетрясений магнитудой  $M_{_{\rm W}}\sim 6,5$ —7,0 с частотой  $10^{-2}$  год $^{-1}$  и магнитудой  $M_{-}\sim 7,5$  с частотой  $10^{-3}$  год $^{-1}$ .

Для оценки цунамиопасности в арктическом регионе в настоящем исследовании применялся метод численного сценарного моделирования двух наиболее сильных из зарегистрированных землетрясений в бассейне Северного Ледовитого океана: во всем арктическом регионе — в море Баффина (1933 г.,  $M_{\rm w}=7.7$ ), а также в пределах подводного хребта Гаккеля в море Лаптевых (1964 г.,  $M_{\rm w}=6.7$ ). Расчетная модель показала, что максимальная высота волн цунами на побережье в ближней зоне очага могла бы достигать 10 и 0,3 м соответственно. Расчеты проводились без учета ледового покрова, который является демпфирующим фактором, вызывающим затухание волновой энергии.

Не меньшая цунамиопасность исходит от редких землетрясений с очагами под континентальным склоном глубоководной впадины Северного Ледовитого океана и под подножьем континента, поскольку здесь высока вероятность схода подводных оползней в результате землетрясения, которые могут многократно усиливать генерацию цунами сейсмотектонического происхождения. Наиболее достоверные сведения о проявлении цунами в Арктике связаны с обнаруженным геологами подводным оползнем Сторегга, расположенным на континентальном склоне Норвежского моря и образовавшимся 8200 лет назад. Следы отложений, оставленных волнами цунами на побережье, показывают, что максимальный вертикальный заплеск цунами мог достигать 20 м. Отсюда можно сделать вывод, что в арктическом регионе образование волн цунами в результате схода подводных оползней вполне вероятно. Фактором, провоцирующим образование потенциально цунамиопасных оползней, могут быть процессы седиментации, связанные с образованием конусов выноса великих сибирских рек Оби, Енисея и Лены.

Работа выполнена в рамках целевого инновационного проекта ОАО «НК «Роснефть» и при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 14-50-00095).

### Литература

- 1. *Аветисов Г. П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеанология, 1996. 186 с.
- 2. Аветисов Г. П. Сейсмичность Арктической материковой окраины России // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5: Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1: Арктические моря / Ред. И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребицкий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 31—42.

- 3. Евзеров В. Я. Ужасное событие, случившееся в 1888 году в селе Кашкаранцы // Природа. 2014. № 5. С. 74—77.
- 4. Маловичко А. А., Виноградов А. Н., Виноградов Ю. А. Развитие систем геофизического мониторинга в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2014.  $\mathbb{N}^2$  2 (14). С. 16—23.
- 5. Никонов А. А. Небывалое бедствие в селе Кашкаранцы // Природа. 2015. № 1 (1193). С. 51—55.
- 6. Соловьев С. Л., Го Ч. Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 310 с.
- 7. Amundson J. M., Truffer M., Lüthi M. P. et al. Glacier, fjord, and seismic response to recent large calving events, Jakobshavn Isbræ, Greenland // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35 (22). L22501. doi:10.1029/2008GL035281.
- 8. ANSS ComCat. Composite Earthquake Catalog, Northern California Earthquake Data Center. 2014 // http://www.quake.geo.berkeley.edu/cnss/.
- 9. Bent A. L. The 1933 Ms = 7.3 Baffin Bay earthquake: strike-slip faulting along the northeastern Canadian passive margin // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 150,  $N^2$  3. P. 724—736.
- 10. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochem., Geophys., Geosyst. 2003. Vol. 4,  $N^2$  3. 1027. doi:10.1029/2001GC000252.
- 11. Bondevik S., Gjevik B., Sørensen M. B. Norwegian seiches from the giant 2011 Tohoku earthquake // Geophys. Res. Let. 2013. Vol. 40,  $N^2$  13. P. 3374—3378.
- 12. Bondevik S., Mangerud J., Dawson S. Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic // EOS. 2003. Vol. 84. P. 289—293.
- 13. *Dudley W. C., Lee M.* Tsunami! [S. I.]: Univ. of Hawaii Press, 1998. 362 p.
- 14. Fine I. V., Kulikov E. A., Cherniawsky J. Y. Japan's 2011 Tsunami: characteristics of wave propagation from observations and numerical modelling // Pure and Appl. Geophys. 2013. Vol. 170. P. 1295—1307.
- 15. IBCAO Version 3.0 (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) // http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/\_
- 16. *Imamura F*. Review of Tsunami Simulation with a Finite Difference Method // Long-Wave Runup Models / Ed. H. Yeh, P. Liu, C. Synolakis. New York: World Scientific, River Edge, 2004. P. 43—87.
- 17. ISC-GEM Catalogue // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015. Vol. 239. P. 1—64 (http://www.isc.ac.uk/iscgem/index.php).
- 18. Jakobsson M., Mayer L. A., Coakley B. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // Geophys. Res. Let. 2012. Vol. 39. L12609. doi:10.1029/2012GL052219.
- 19. *Jemsek J. P., Bergman E. A., Nabelek J. L., Solomon S. C.* Focal depths and mechanisms of large earthquakes on the Arctic mid-ocean ridge system // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 13993—14005.

- 20. Kvale A. Seismic seiches in Norway and England during the Assam earthquake of August 15, 1950 // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1955. Vol. 45,  $N^2$  2. P. 93—113.
- 21. Leonard L., Roger G., Mazotti S. Tsunami hazard assessment of Canada // Nat. Hazards. 2014. Vol. 70,  $N^{\circ}$  1. P. 237—274. doi:10.1007/s11069-013-0809-5.
- 22. Macayeal D. R., Abbot D. S., Sergienko O. V. Iceberg-capsize tsunamigenesis // Ann. Glaciol. 2011. Vol. 52. № 58. P. 51—56.
- 23. Michael A. J. How complete is the ISC-GEM Global Earthquake Catalog? // Bull. Seism. Soc. Am. 2014. Vol. 104. P. 1829—1837.
- 24. NGDC/WDS Global Historical Tsunami Database. doi:10.7289/V5PN93H7 // https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\_db.shtml.
- 25. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seism. Soc. Am. 1985. Vol. 75. P. 1135—1154.
- 26. Pugh D., Woodworth P. Sea-level science: Understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes. [S. I.]: Cambridge Univ. Press, 2014. 395 p.
- 27. Romundset A., Bondevik S. Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea // J. Quaternary Sci. 2011. Vol. 26. P. 457—462. doi:10.1002/jqs.1511.
- 28. Ruffman A, Murty T. Tsunami hazards in the Arctic regions of North America, Greenland and the Norwegian Sea / Program and Abstracts, International Tsunami Society Third Tsunami Symposium. 2006. Honolulu, HI, May 23—25.
- 29. Sloan R. A., Jackson J. A., McKenzie D., Priestley K. Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension // Geophys. J. Int. 2011. Vol. 185,  $N^{\circ}$  1. P. 1—29.
- 30. Smith D. E., Shib S., Cullingford R. A. et al. The Holocene Storegga Slide tsunami in the United Kingdom // Quaternary Science Rev. 2004. Vol. 23. P. 2291—2321. doi:10.1016/j.quascirev.2004.04.001.
- 31. Snyder J. P. Map projections A working manual. [S. I.]: US Government Printing Office, 1987. 1395 p.
- 32. Solheim A., Berg K., Forsberg C. F., Bryn P. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development // Marine and Petroleum Geology. 2005. Vol. 22. P. 97—107. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.10.013.
- 33. Ward S. N., Day S. The 1963 landslide and flood at Vaiont Reservoir Italy. A tsunami ball simulation // Italian J. of Geosciences. 2011. Vol. 130,  $N^{\circ}$  1. P. 16—26.
- 34. Wells D. L., Coppersmith K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. Vol. 84. P. 974—1002.