

УДК: 551.466.62

© А. А. Иванова¹, Е. А. Куликов¹, И. В. Файн²¹Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Институт океанских наук, Сидней, Британская Колумбия, Канада
lapoul@gmail.com**О МОДЕЛИРОВАНИИ СИМУШИРСКИХ ЦУНАМИ 2006 И 2007 гг.
В РАЙОНЕ СРЕДНИХ КУРИЛ**

Статья поступила в редакцию 19.05.2017, после доработки 08.06.2017.

Предметом исследования является оценка влияния качества данных о рельефе морского дна на способность численных моделей распространения цунами адекватно воспроизводить распределение максимальных высот волн вдоль побережья. Численные эксперименты были выполнены для двух Симуширских цунами 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. в центральной части Курильских островов. Показано, что широко используемые батиметрические базы данных, такие как GEBCO, не обеспечивают необходимой точности и разрешающей способности цифровых карт батиметрии. В работе были использованы несколько источников данных, включая GEBCO в глубоководной части океана и данные ГУНИО на шельфе и мелководье. Показано, что расчеты, выполненные на сетках с разрешением 30 угловых секунд, обеспечивают только качественную оценку распределения высот цунами вдоль побережья. В то же время, количественное совпадение результатов моделирования и данных наблюдений удается получить только для сеток с пространственным разрешением не хуже 10 угловых секунд. Максимальные высоты цунами наблюдались вдоль побережья о. Матуа, что подтверждается модельными расчетами. Подробные исследования показали, что экстремальные высоты цунами и скоростей течений наблюдаются в бухте Двойная (о. Матуа) и связаны с возникновением собственных колебаний в бухте.

Ключевые слова: цунами, численная модель, рельеф дна, заплеск цунами.А. А. Ivanova¹, Е. А. Kulikov¹, I. V. Fain²¹P. P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, Russia²Institute of Ocean Sciences, Sidney, BC, Canada**ON MODELLING 2006, 2007 SIMUSHIR TSUNAMIS
IN THE CENTRAL KURIL REGION**

Received 19.05.2017, in final form 08.06.2017.

The subject of this study is to estimate how the quality of bottom bathymetry data effects on the capability of the numerical models to adequately reproduce the distribution of the maximum heights of tsunami waves along the coast. Numerical experiments have been carried out for the Simushir tsunamis of November 15, 2006 and January 13, 2007 in the Central Kuril region. It is shown that widely used bathymetry data bases, such as GEBCO, do not provide the required accuracy and resolution of digital bathymetry charts. Here we have used various data sources, including GEBCO in the deep ocean region and data from the GUNIO on the shelf and in the shallow waters. It is shown that the calculations performed for grids with a resolution of 30 arc seconds provide only a qualitative estimate of the distribution of tsunami heights along the coast. At the same time, a quantitative coincidence of the simulation results and the observational data can be obtained only for grids with a spatial resolution of 10 arc seconds or better. The maximum tsunami heights were observed along the coast of Isle Matua, which is confirmed by the model calculations. Detailed studies have shown that the extreme tsunami heights and current velocities are observed in the Dvoynaya Bay (Matua Island) and are associated with the occurrence of eigenmodes oscillations in the bay.

Key words: tsunami, numerical model, bottom bathymetry, tsunami inundation.

Ссылка для цитирования: Иванова А. А., Куликов Е. А., Файн И. В. О моделировании Симуширских цунами 2006 и 2007 гг. в районе Средних Курил // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2017. Т. 10, № 3. С. 56—64.

For citation: Ivanova A. A., Kulikov E. A., Fain I. V. On modelling 2006, 2007 Simushir tsunamis in the Central Kuril region. *Fundamentalnaya I prikladnaya gidrofizika*. 2017, 10, 3, 56—64.

DOI: 10.7868/S2073667317030042.

15 ноября 2006 г в 11:14 UTC в районе Средних Курил произошло сильнейшее подводное землетрясение с магнитудой $M_w = 8.3$. Очаг располагался на континентальном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба к юго-востоку от острова Симушир (рис. 1). В результате этого землетрясения возникли значительные волны цунами, проявившиеся практически по всей акватории Тихого океана. Район средней части Курильских островов в настоящее время не заселен, и именно поэтому там не был отмечен какой-либо ущерб. Тем не менее волна цунами вызвала в ряде пунктов тихоокеанского побережья существенный урон прибрежной инфраструктуре. В частности, в г. Кресент-Сити, Калифорния, расположенном в 6 600 км от очага землетрясения [1, 2], волны цунами вызвали ряд повреждений береговых сооружений и судов.

Высокая вероятность возникновения мощного подводного землетрясения и цунами в районе Средних Курил обсуждалась в работах [3—5], при этом возможные сценарии генерации и распространения волн цунами были промоделированы [3, 6, 7]. Фактически это был первый случай, когда случившееся катастрофическое событие цунами было не только спрогнозировано, но и заранее выполнена оценка его последствий.

Спустя два месяца, 13 января 2007 г, в районе Средних Курил произошло второе землетрясение, имевшее близкую магнитуду ($M_w = 8.1$). Эпицентр его главного толчка располагался на океанической стороне Курило-Камчатского желоба примерно в 100 км к востоку от эпицентра землетрясения 15 ноября 2006 г. (рис. 1), в пределах океанической литосферной плиты. Несмотря на близость очаговых зон и несомненную связанность этих двух событий, сеймотектонический механизм второго землетрясения существенно отличался от первого.

Согласно данным СМТ-решений, полученным в Гарвардском университете США [8], оценки главных энергетических характеристик этих землетрясений — сейсмического момента очага M_0 и определяемой через него моментной магнитуды землетрясения M_w — составляют:

- 1) $M_0 = 3.37 \cdot 10^{21}$ Н·м; $M_w = 8.3$;
- 2) $M_0 = 1.65 \cdot 10^{21}$ Н·м; $M_w = 8.1$.

Это означает, что энергия первого события превышала энергию второго приблизительно в два раза.

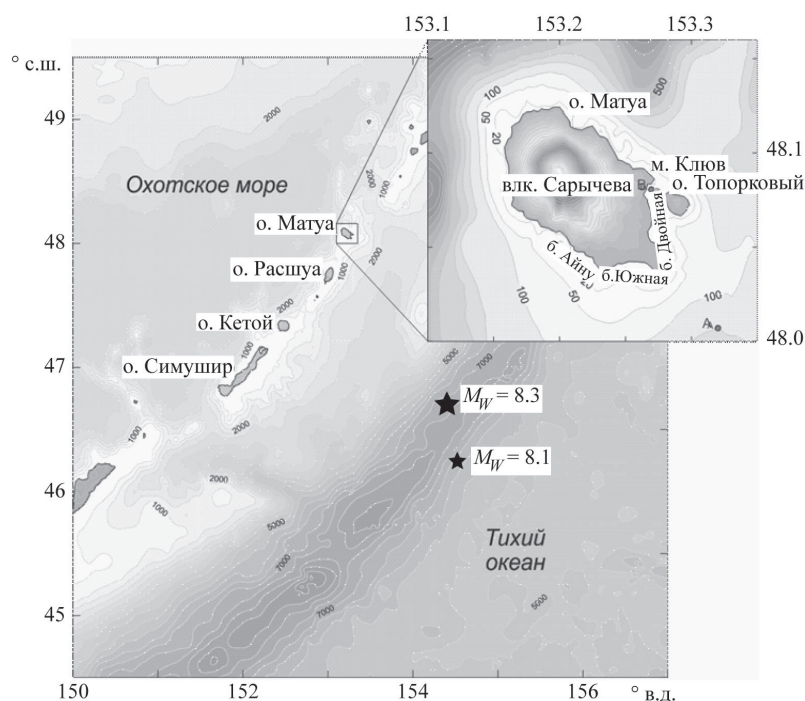


Рис. 1. Карта района Курильской гряды и прилегающих областей с указанным эпицентром землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 гг.

Fig. 1. Map of the area of the Kuril Arc and adjacent areas. Epicenters of November 15, 2006 and January 13, 2007 earthquakes are marked by stars.

Землетрясение 2007 г. также вызвало транстихоокеанское цунами, зарегистрированное на Курилах, в Японии, на Гавайских и Алеутских островах, а также на побережье Аляски, Британской Колумбии, Орегона, Калифорнии, Перу и Чили [9—11]. Однако отличия в характере сейсмического очага привели к существенным отличиям в параметрах возбужденных волн цунами, в частности в знаке первой волны, распространявшейся в открытый океан: положительной для цунами 2006 г. и отрицательной для цунами 2007 г.

Спустя полгода после второго землетрясения в районе Средних Курил были проведены две морские комплексные экспедиции, одной из задач которых было обследование побережья островов Уруп, Симушир, Кетой, Янкича и Рыпонкича, Расшуа и Матуа с целью выявления сохранившихся следов цунами [12, 13]. В ходе осмотра береговой зоны островов обнаружены промоины, валы плавника и водорослей, по расположению которых удалось определить высоту волны и дальность заплеска на отдельных участках побережья. Наибольшие высоты цунами (до 22 м) были выявлены на о. Матуа, при этом средняя высота волн превышала 10 м. В бухте Айну (юго-запад о. Матуа) цунами сильно изменило морфологию берега, был размыт участок морской аккумулятивной террасы шириной 20—30 м. На крутых склонах берегов во время цунами частично уничтожена растительность и смыта почва. К сожалению, полученные данные представляют собой только максимальные значения высот волн и заплесков для обоих событий, и определить, проявления какого именно цунами наблюдались в конкретном месте побережья, невозможно. При этом известно, что данные наблюдений вдали от источника показали, что первое событие 2006 г. вызвало существенно большие волны цунами.

Цель данной работы — оценить возможности локальной оценки цунамипасности на основе современных знаний об источнике цунами, рельефе дна и современной технологии численного моделирования.

Моделирование процесса генерации и распространения волн цунами. В настоящее время широко применяется несколько численных моделей распространения волн цунами в океане, например TUNAMI [14], MOST [15], NAMI-DANCE [16]. Используемая в данной работе модель является разновидностью TUNAMI — в ней реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды в сферической системе координат [17, 18]:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial (V \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] &= 0, \\ \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} &= \tau_\lambda / \rho, \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} &= \tau_\varphi / \rho,\end{aligned}$$

где φ и λ — текущие широта и долгота; R — радиус Земли, $\mathbf{U} \equiv (U, V)$ — вектор горизонтального потока жидкости, интегрированного по глубине h ; ζ — отклонение свободной поверхности; g — ускорение силы тяжести; ρ — плотность воды; t — время; $\tau_b \equiv (\tau_\lambda, \tau_\varphi)$ — тангенциальное трение. Решается задачи Коши, т. е. предполагается, что в начальный момент $t = 0$ жидкость находится в состоянии покоя, и задано начальное отклонение свободной поверхности океана $\zeta_0(\varphi, \lambda)$. На свободной границе Γ задается условие излучения, связывающее нормальную составляющую U_n и уровень ζ :

$$U_n = \zeta \sqrt{gh},$$

а на береговой границе G — условие непротекания:

$$U_n = 0 \text{ на } G.$$

Тангенциальное трение воды о дно τ_b задается квадратичной форме:

$$\tau_b = -K_b \rho \cdot \mathbf{U} |\mathbf{U}| / h^2,$$

где коэффициент трения $K_b = 0.0025$.

Представление трения в таком виде несколько проще, чем формула Маннинга, которая эффективна при описании распространения цунами на мелководье [1]. В данной модели мелководная часть рельефа дна вблизи о. Матуа невелика — практически везде изобата 20 м проходит значительно ближе 1 км

от берега. В этом случае квадратичное трение вполне адекватно описывает диссипацию энергии волны цунами.

Шаг по времени был выбран равным 0.5 с, что примерно соответствует 1/3 величины, задаваемой условием устойчивости Куранта. Исследование влияния величины этого шага на возникновение эффекта численной дисперсии не выполнялось, поскольку изучалось проявление цунами в ближней зоне - общее время расчета невелико (около 3 ч), что, безусловно, не приводит к значимым искажениям результатов расчета.

В работе [17] моделирование цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. выполнялось по численной модели с использованием 1-мин массива глубин GEBCO [19] и фактических данных о параметрах источников цунами. Для оценки параметров источников цунами 2006 и 2007 гг. использовались результаты Ч. Джи, который с помощью «модели разрыва конечных размеров» восстановил смещения вдоль плоскости разрыва для этих землетрясений [20, 21]. Известно, что в приближении мелкой воды, часто используемом при расчете цунами, начальные отклонения поверхности моря совпадают с подвижками морского дна. Однако в данной модели, как и в работах [17, 18], при задании начального поднятия уровня моря в очаге цунами учитывалась «негидростатическая поправка» [22].

Определенная трудность при численном моделировании цунами связана с описанием существенно разных масштабов при распространении цунами в глубоком океане, где скорость волны составляет порядка 200 м/с, и на мелководье, где ее скорость падает примерно на порядок. Соответственно, типичный масштаб начального возмущения уровня моря в процессе выхода волны на мелководье становится существенно меньше: если ширина источника составляла ~50—100 км, то при приближении к берегу характерная длина волны цунами может уменьшаться до 5—10 км. В этом случае разрешение расчетной сетки должно быть достаточным, чтоб обеспечить адекватную аппроксимацию профиля волны в прибрежной зоне.

Современные данные по батиметрии Мирового океана, такие, как ETOPO1 [23] или GEBCO_2014 [24], могут обеспечить разрешение от 1 мин до 30 угловых секунд, что составляет немногим меньше 1 км. Однако иногда качество этих доступных данных рельефа дна в мелководных участках океана оставляет желать лучшего. В работе [25] показано, что оценки максимальных высот цунами на побережье о. Сахалин могут различаться на 30 и даже 50 % для сетки, основанной на данных GEBCO_2014, по сравнению с расчетами с использованием дополнительных эхолотных промеров в зоне сахалинского шельфа.

В нашей модели расчетная сетка была создана на основе комбинации данных ГУНИО [26] в шельфовой области, прилегающей к Курильским островам, а также 30-секундных данных GEBCO_2014 в глубоководной части расчетной области. Полученная цифровая модель рельефа дна имеет пространственное разрешение 10 угловых секунд, что составляет около 300 м. Такое высокое разрешение позволяет учитывать относительно мелкомасштабные особенности батиметрии и линии берега. В частности, для острова Матуа используемая в расчетах сетка вполне адекватно выделяет все основные бухты, а также пролив между мысом Клюв и о. Топорковый. Полная размерность массива глубин 2521×1801 узлов, что составляет прямоугольник $7 \times 5^\circ$.

Для наглядности на рис. 2 приведены отображения о. Матуа и рельефа дна для трех вычислительных сеток: массив GEBCO_08 с разрешением 1 угловая мин (рис. 2, а), GEBCO_2014 — 30 угловых секунд (рис. 2, б) и комбинированный массив глубин — 10 угловых секунд (рис. 2, в). Хорошо видно, что 1-минутная и 30-секундная сетки не обеспечивают адекватного отображения формы острова и рельефа дна в прилегающей к нему окрестности: в представлении 30-секундной сетки невозможно выделить мыс Клюв, форма бухты Двойная сильно искажена, а в грубой 1-минутной сетке даже отсутствует о. Топорковый.

Учитывая, что использованная гидродинамическая модель линейная, естественно оценить роль нелинейности при расчете максимальных значений высот цунами на берегу. По данным обследования побережья после событий 2006 и 2007 гг. высота волны цунами на побережье Матуа составляла в среднем около 10 м, а на отдельных участках побережья более 20 м. При этом граница заливания на пологих участках берега отмечалась на расстоянии 50—200 м от уреза. В бухте Айну был зафиксирован максимальный заплеск цунами до 400 м [12]. Известно, что накат волны может происходить или в виде подтопления (как во время прилива), или в виде бора — когда обрушение волны цунами приводит к образованию бурлящего водяного вала (водной стены). Второй тип наката является наиболее опасным проявлением цунами на берегу, приводящим к наибольшим разрушениям и жертвам.

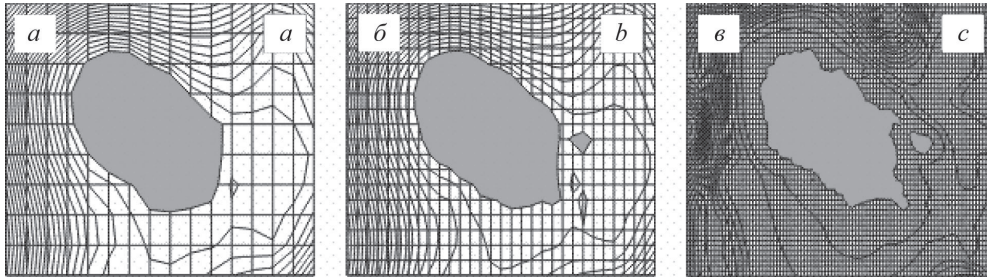


Рис. 2. Цифровые карты рельефа дна в районе о. Матуа. Изолинии глубин проведены с шагом 50 м.
 а — по данным GEBCO_08 – разрешение 1 угловая мин; б — по данным GEBCO_2014, разрешение 30 угловых секунд;
 в — модель рельефа, использующая данные GEBCO_2014 и карты ГУНИО, разрешение 10 угловых секунд.

Fig. 2. Bathymetry digital maps in the vicinity of Matua Isl. Depth isolines are plotted with the step of 50 m plotted from: а — GEBCO_08 data, resolution 60 arc seconds; б — GEBCO_2014, resolution of 30 arc seconds; в — a combined model using data from GEBCO_2014 and GUNIO, resolution of 10 arc seconds.

Известно, что характер наката волны цунами на берег главным образом зависит от уклона дна и берега в прибрежной зоне. Образование бора характерно для весьма пологих мелководных участков морского дна. В статье [27] при решении задачи о накате периодической волны на линейный откос указывается, что, если откос достаточно крутой, то есть протяженность береговой зоны значительно меньше длины волны, такой рельеф можно интерпретировать как вертикальную стенку, а вклад нелинейности считать пренебрежимо малым. На основе известной модели Кэрьера-Гринспена [28] для оценки значимости эффекта нелинейности при накате авторами предложен безразмерный параметр

$$Br = \frac{\omega^2 R}{g \alpha^2}, \text{ где } g — \text{ускорение свободного падения; } \alpha — \text{угол наклона откоса; } R — \text{амплитуда волны;}$$

ω — частота волны. В случае сильной нелинейности ($Br > 1$) при накате происходит обрушение волны, а если $Br \ll 1$ нелинейностью можно пренебречь. В работах [27, 29] показано, что для $Br < 1$ решение линейной задачи приводит в точности к тому же максимальному значению высоты волны и скорости течения в окрестности береговой линии, как и для нелинейной задачи. Фактически это означает, что, если в береговой зоне параметр Br не превосходит 1, можно оценивать максимальные значения высоты волны и скоростей течений, оставаясь в рамках линейных уравнений движения.

Исходя из значения максимальной высоты цунами, наблюдавшейся на побережье Матуа ≈ 20 м, характерного периода волны, составляющего около 15 мин, а также крутизны откосов в береговой зоне, можно показать, что величина безразмерного параметра Br для разных участков побережья колеблется в пределах 0.01—0.4.

Таким образом, в своих оценках максимальных высот цунами и скоростей течений мы можем основываться на результатах расчетов по линейной модели. Тем не менее, следует учитывать, что одномерная модель линейного откоса не всегда адекватна реальной топографии в береговой зоне, и поэтому полученные результаты численных расчетов экстремальных характеристик цунами необходимо воспринимать с некоторой осторожностью.

Обсуждение результатов численного моделирования. В ходе настоящего исследования были выполнены расчеты для событий 2006 и 2007 гг. с использованием двух цифровых моделей рельефа дна: Модель 1 — создана по данным GEBCO_2014 с разрешением 30 угловых секунд и Модель 2 — создана на основе комбинации данных батиметрии ГУНИО и GEBCO_2014 с разрешением 10 угловых секунд. Использование данных GEBCO_2014 в Модели 2 связано с тем, что в этом массиве более подробно представлена батиметрия в глубоководной впадине. Время расчета было выбрано равным 3 ч, что достаточно для оценки максимальных высот цунами в центральной части Курил. Поскольку данные экспедиционных обследований побережья островов [12] не конкретизируют, к какому именно событию — 2006 г. или 2007 г. — относятся отмеченные высоты волн, возникают трудности сопоставления результатов расчетов с измерениями. В таблице представлены данные наблюдаемых максимальных значений высот цунами на побережье островов Кетой и Расшуа, а также для отдельных участков побережья островов Симушир и Матуа из статьи [13]. Последние четыре столбца таблицы содержат

Сравнение измеренных и рассчитанных максимальных высот цунами 2006, 2007 гг.

Место наблюдения	Набл. макс. высота цунами, м	Максимальные значения высот цунами, полученные в результате модельных расчетов, м			
		[10]	[12]*	Модель 1	Модель 2
о. Матуа:		3	5		
б. Двойная	<i>21.9</i>	—	—	13	22.5
б. Айну	<i>20.8</i>	—	—	8	16.5
о. Симушир:		4	5		
б. Душная	<i>20</i>	—	—	6	10
б. Спасения	<i>7.2</i>	—	—	3	6
о. Кетой	<i>10.6</i>	6	6	5	9
о. Расшуа	<i>9.4</i>	4	4	7.5	11

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения высот цунами, рассчитанные для события 2006 г.; числа, отмеченные обычным шрифтом, относятся к событию 2007 г. Наблюденные максимумы отмечены курсивом, без указания к какому событию 2006 или 2007 гг. они относятся.

значения максимальных высот цунами, полученных в результате модельных расчетов [10, 12]* и по Моделям 1 и 2.

Как следует из таблицы, в количественном отношении максимальные наблюдавшиеся высоты волн находятся в хорошем соответствии с результатами вычислений по Модели 2 для всех локаций, кроме бухты Душной на северо-восточном побережье о. Симушир. Всего в этой бухте в ходе экспедиционных работ проведено 27 замеров высот заплесков цунами, и значения колеблются в широком диапазоне: от 4.4 до 20 м, что косвенно свидетельствует о сложной морфометрии берега. Вероятно, разрешения модели недостаточно для адекватного воспроизведения распределения высот в этом районе.

Интересно отметить, что, согласно расчетам по сетке с разрешением 10 с, максимальные высоты цунами в б. Айну (о. Матуа), на о-вах Кетой и Расшуа в 2007 г. превышали значения 2006 г.

Для о. Матуа проведен подробный анализ распределения высот цунами 2006 и 2007 гг. вдоль берега. В среднем для о. Матуа значения высот цунами составляли около 5—7 м, однако в бухтах Айну, Южная и особенно в бухте Двойная волны в 3—4 раза превышали среднее значение. При этом в бухтах Айну и Южная, а также в южной части бухты Двойная волны в 2007 г. были выше, чем в 2006 г. (рис. 3, см. вклейку).

Помимо максимальных высот были рассчитаны также максимальные скорости течений. В 2006 г. наибольшие значения, около 8 м/с (более 15 узлов), отмечены в проливе между мысом Клюв и о. Топорковый. В бухте Южная скорость течения могла достигать 4 м/с, а в бухте Айну — 6.5 м/с. Столь мощные течения могут представлять серьезную опасность для судов, стоящих на рейде, срывая с якорей или выбрасывая их на берег.

Для оценки эффекта собственных колебаний уровня вблизи с о. Матуа были выбраны 2 пункта — на глубоководье южнее острова (А) и внутри бухты Двойная вблизи мыса Клюв (Б) (рис. 4). В этих точках были рассчитаны колебания уровня моря в течении 3-х часов и вычислены спектры цунами в рамках модели источника 2006 г. На мареограммах видно, что подходящий к острову цуг волн (пункт А) имеет отчетливое вступление — максимальная головная волна достигает высоты 2 м. Внутри бухты размах колебаний резко возрастает, при этом характер колебаний сильно отличается от пришедшей с глубоководья волны. Очевидно, что в бухте возникают собственные колебания с периодом около 15 мин, при этом максимального размаха (амплитуда до 14 м) они достигают примерно через час после прихода головной волны с глубоководья. Сравнение двух спектров модельных мареограмм цунами 2006 г. подтверждает предположение о резонансном отклике бухты Двойная на воздействие «внешней» волны. На высоких частотах спектр колебаний уровня внутри бухты (пункт Б, глубина около 6 м) превосходит «глубоководный» спектр (пункт А, глубина около 200 м) примерно на порядок, что приблизительно соответствует возрастанию амплитуды волны в соответствии с законом Грина. Однако

*В статье [12] вычислялись максимальные высоты только цунами 2006 г.

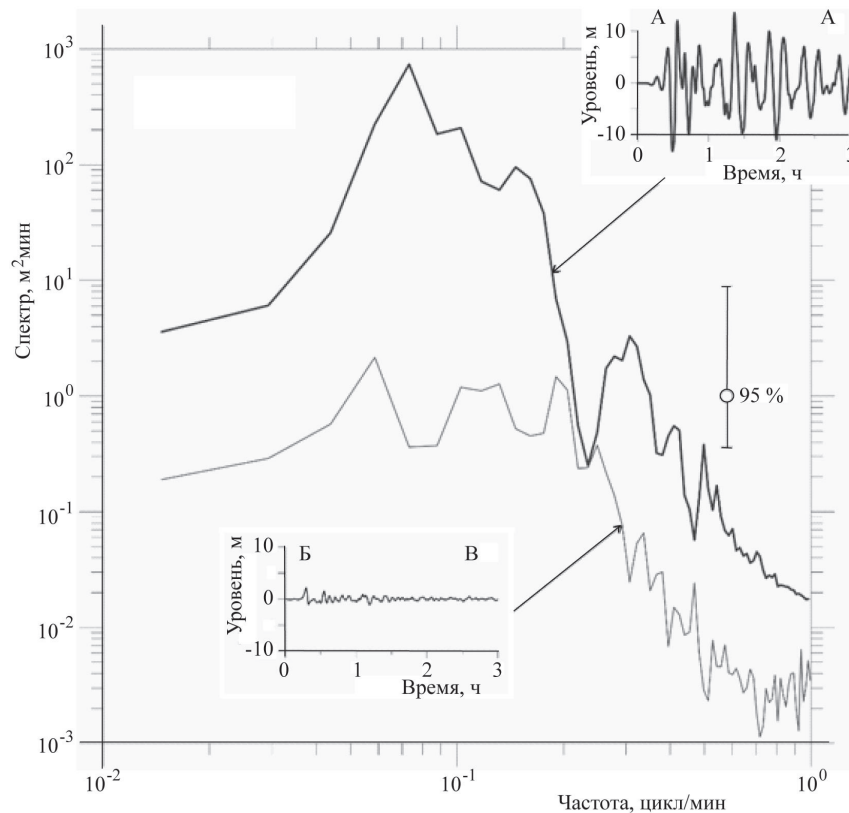


Рис. 4. Графики колебаний уровня моря в пунктах А и Б, рассчитанные по модели для источника 2006 г., а также соответствующие спектры уровня.

Fig. 4. Sea level oscillations plots in points A and B, calculated from the model for the 2006 tsunami. Sea level spectra are shown.

на периоде 15 мин усиление спектра достигает примерно 3-х порядков, то есть амплитуда сигнала с такой частотой увеличивается в 5—7 раз.

Можно предположить, что именно резонансный характер отклика внутри бухты Двойная объясняет наблюдаемый абсолютный максимум высоты цунами не только на побережье о. Матуа, но и на всем побережье Курильских островов. То есть приход волны цунами вызвал «раскачивание» собственных колебаний в бухте с периодом 15 мин.

Развитие методов численного гидродинамического моделирования цунами направлено прежде всего на улучшение оценок цунамиопасности на побережье. В свою очередь ретроспективное моделирование известных событий используется разработчиками для верификации и валидации моделей. В этом смысле цунами 2006 и 2007 гг. являются хорошими примерами, пригодными для проверки качества гидродинамического моделирования процессов генерации и распространения волн. При этом, учитывая магнитуду землетрясений, эти два события можно считать «тестовыми очагами» (*proxy tsunami*), которые можно использовать для оценки цунамиопасности побережья островов центральной части Курильских островов.

В настоящее время сложилась терминология по классификации результатов моделирования цунами в зависимости от масштаба и пространственного разрешения получаемых в расчетах карт высот цунами. Когда речь идет о масштабах охвата в тысячи км, и при этом разрешение расчетной сетки не превышает 1 км, такие карты принято называть *обзорными*. Они дают общее представление о распределении амплитуд цунами вдоль побережья, при этом характерный масштаб изменения амплитуды вдоль берега обычно не меньше 5—10 км. Фактически такие карты характеризуют лишь степень опасности цунами в данном районе, а рассчитанные высоты цунами определяются с точностью немного лучше, чем «до порядка». Расчеты, выполненные в работах [12] и [17], можно с уверенностью отнести к этому

классу оценки цунамиопасности. Сравнение результатов расчета с наблюдениями показывает неплохое *качественное* совпадение.

Термин «локальное цунамирайонирование», как правило, употребляется для оценки цунамиопасности на конкретном участке побережья с привязкой к определенному населенному пункту, бухте или объекту прибрежной инфраструктуры. Однако в последнее время под этим термином стали подразумевать разрешение численной модели не хуже 10 м. В работе [30] для оценки проявления цунами в бухтах (Кресент Сити, Пилар Пойнт и др.) использовалась конечно-разностная сетка с шагом 5 м. Такого рода модели дают возможность оценить воздействие волны цунами на отдельные объекты прибрежной инфраструктуры — причальные сооружения, портовые здания и др. В частности, они позволяют рассчитывать границу вероятного затопления в прибрежных населенных пунктах и установить зону эвакуации.

Данная модель, использованная для оценки распределения высот цунами вдоль побережья о. Матуа, относится к промежуточному типу. Ее нельзя отнести в строгом смысле к классу локальных моделей из-за относительно низкой разрешающей способности (300 м). Однако сравнение с данными обследований побережья центральных Курильских островов [12, 13] показывает, что полученные оценки совпадают с наблюдениями не только качественно, но и количественно. Пространственное разрешение модельных расчетов дает возможность судить о распределении высот цунами даже в пределах одной бухты. Так, для побережья бухты Двойная наибольшие амплитуды волны наблюдаются в вершине бухты вблизи мыса Клюв, что подтверждается данными наблюдений.

Одним из важных выводов настоящего исследования является результат сравнения распределения амплитуд цунами 2006 и 2007 гг. Несмотря на значительное отличие по размеру этих двух источников цунами, значения максимальных высот, а также характер распределения вдоль побережья оказались близки. Эта особенность отмечена в работе [17] и объясняется характером направленности очагов: «... для цунами 2006 г. основная энергия из района очага распространяется широким сектором, а для цунами 2007 г. — узким пучком, подобно лучу прожектора». Меньший поперечный размер очага и большая амплитуда вертикальных смещений дна в источнике обусловили достаточно узко направленное распространение энергии цунами как в сторону островов, так и в открытый океан, что выразилось в локально высоких заплесках цунами 2007 г. на побережье Средних Курил.

Практический интерес представляют результаты, связанные с оценкой качества данных батиметрии и его влияния на точность расчетов максимальных высот цунами на побережье. Заметное расхождение результатов моделирования, полученных в работе [17], и наблюдаемых значений высот волн, скорее всего объясняется низким качеством использованного массива глубин GEBCO_2008. В данной работе модель рельефа дна воссоздавалась прежде всего на основе наиболее точных промеров [26] с учетом данных глобального массива GEBCO_2014 в глубоководной зоне Тихого океана вне Курильского шельфа. Малый шаг расчетной сетки по широте и долготе (10 угловых секунд) обеспечил хорошее разрешение линии берега о. Матуа, а также батиметрии в прилегающей к острову мелководной части шельфа. Фактически такие расчеты могут быть использованы для расчетов цунамирайонирования с разрешением около 1 км.

Однако современная локальная оценка опасности цунами требует гораздо лучшего пространственного разрешения. К сожалению, в открытом доступе отсутствуют данные о рельефе дна в наиболее важных цунамиопасных зонах российского побережья, в частности для Камчатки и Курильских островов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № 0149-2015-0039 и при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-50-00095.

Литература

1. Kowalik Z., Horillo J., Knight W., Logan T. The Kuril Islands tsunami of November 2006: Part I: Impact at Crescent City by distant scattering // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C01020.
2. Uslu B., Borrero J. C., Dengler L. A., Synolakis C. E. Tsunami inundation at Crescent City, California generated by earthquakes along the Cascadia Subduction Zone // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L20601.
3. Лавров Н. П., Лаппо С. С., Лобковский Л. И., Куликов Е. А. Сильнейшие подводные землетрясения и катастрофические цунами. Анализ, моделирование, прогноз // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 1. М.: Наука, 2006. С. 191—209.
4. Лавров Я. Я., Лаппо С. С., Лобковский Л. И., Баранов Б. В., Кулинич Р. Г., Карп Б. Я. Центрально-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1—4.

5. Лобковский Л. И. Катастрофическое землетрясение и цунами 26.12.2004 в северной части Зондской островной дуги: гео-динамический анализ и аналогия с Центральными Курилами // Вестн. РАН. 2005. № 2. С. 53—61.
6. Лобковский Л. И., Мазова Р. Х., Катаева Л. Ю., Баранов Б. В. Генерация и распространение катастрофических цунами в акватории Охотского моря. Возможные сценарии // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 4. С. 528—531.
7. Lobkovsky L., Kulikov E. Analysis of hypothetical strong earthquake and tsunami in the Central Kuril Arc // Geophys. Res. Abstracts. 2006. V. 8. 04138.
8. Global CMT Web Page. URL: <http://www.globalcmt.org> (Дата обращения: 11.03.2017).
9. Fujii Y., Satake K. Tsunami sources of November 2006 and January 2007 Great Kuril earthquakes // Bull. Seism. Soc. Amer. 2008. V. 98, № 3. P. 1559—1571.
10. Rabinovich A. B., Lobkovsky L. I., Fine I. V., Thomson R. E., Ivelskaya T. N., Kulikov E. A. Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // Advances in Geosciences. 2008. V. 14. P. 105—116.
11. Tanioka Y., Hasegawa Y., Kuwayama T. Tsunami waveform analyses of the 2006 underthrust and 2007 outer-rise Kurile earthquakes // Advances in Geosciences. 2008. V. 14. P. 129—134.
12. Левин Б. В., Кайстренко В. М., Рыбин А. В. и др. Проявление цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 118—122.
13. MacInnes B. T., Pinegina T. K., Bourgeois J., Razhigaeva N. G., Kaistrenko V. M., Kravchunovskaya E. A. Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami. 2009. P. 9—36.
14. Imamura F. Review of tsunami simulation with a finite difference method // Long-wave runup models. 1995. P. 25—42.
15. Titov V. V., Gonzalez F. I. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model // US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory. 1997. P. 1—11.
16. Куркин А. А., Зайцев А. И., Ялчинер А., Пелиновский Е. Н. Модифицированный вычислительный комплекс «ЦУНАМИ» для оценки рисков, связанных с цунами // Известия АИН им. А. М. Прохорова. Прикладная математика и механика. 2004. Т. 9. С. 88—100.
17. Лобковский Л. И., Рабинович А. Б., Куликов Е. А., Иващенко А. И., Файн И. В., Томсон Р. Е., Ивельская Т. Н., Богданов Г. С. Курильские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. (наблюдения, анализ и численное моделирование) // Океанология. 2009. Т. 49, № 2. С. 181—197.
18. Куликов Е. А., Файн И. В., Яковенко О. И. Численное моделирование рассеяния длинных поверхностных волн на примере Японского цунами 2011 г. // Известия РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 5. С. 567—577.
19. Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans; British Oceanographic Data Centre, Liverpool, UK, 2003. URL: http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_one_minute_grid (Дата обращения: 12.11.2016).
20. Ji C. Rupture process of the 2006 November 15 Magnitude 8.3 Kuril Island Earthquake. URL: http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2006/usvscam/finite_fault.php (Дата обращения: 12.11.2016).
21. Ji C. Rupture process of the 2007 January 13 Magnitude 8.1 Kuril Island Earthquake. URL: http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2007/us2007xmae/finite_fault.php (Дата обращения: 12.11.2016).
22. Файн И. В., Куликов Е. А. Расчет смещений поверхности океана в очаге цунами, вызываемых мгновенной вертикальной подвижкой дна при подводном землетрясении // ЖВТ. 2011. Т. 16, № 2. С. 111—118.
23. Amante C., Eakins B. W. ETOPO1 - 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 2009. 19 p.
24. GEBCO 30 arc-second grid. British Oceanographic Data Center. The GEBCO_2014 Grid. 2016. URL: <https://www.bodc.ac.uk/data/documents/nodb/301801/> (Дата обращения: 12.11.2016).
25. Куликов Е. А., Гусяков В. К., Иванова А. А., Баранов Б. В. Численное моделирование цунами и рельеф дна // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. 2016. № 6. С. 3—14.
26. Каталог карт и книг ГУНиО РФ. Тихий океан. № 7407. URL: <http://www.morkniga.ru/p803748.html> (Дата обращения: 11.11.2016).
27. Pelinovsky E. N., Mazova R. K. Exact analytical solutions of nonlinear problems of tsunami wave run-up on slopes with different profiles // Natural Hazards. 1992, V. 6, № 3. P. 227—249.
28. Carrier G. F., Greenspan H. P. Water waves of finite amplitude on a sloping beach // Journal of Fluid Mechanics. 1958. V. 4, № 01. P. 97—109.
29. Kaistrenko V. M. Exact solutions for wave run-up description on a sloping beach // Избранные вопросы современной математики: тезисы международной научной конференции. Калининград: Издательство КГТУ, 2005. С. 83—86.
30. Lynett P. J. et al. Observations and modeling of tsunami-induced currents in ports and harbors // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 327. P. 68—74.

К статье *Иванова А. А. и др. О моделировании Симуширских цунами...*

Ivanova A. A. et al. On modelling...

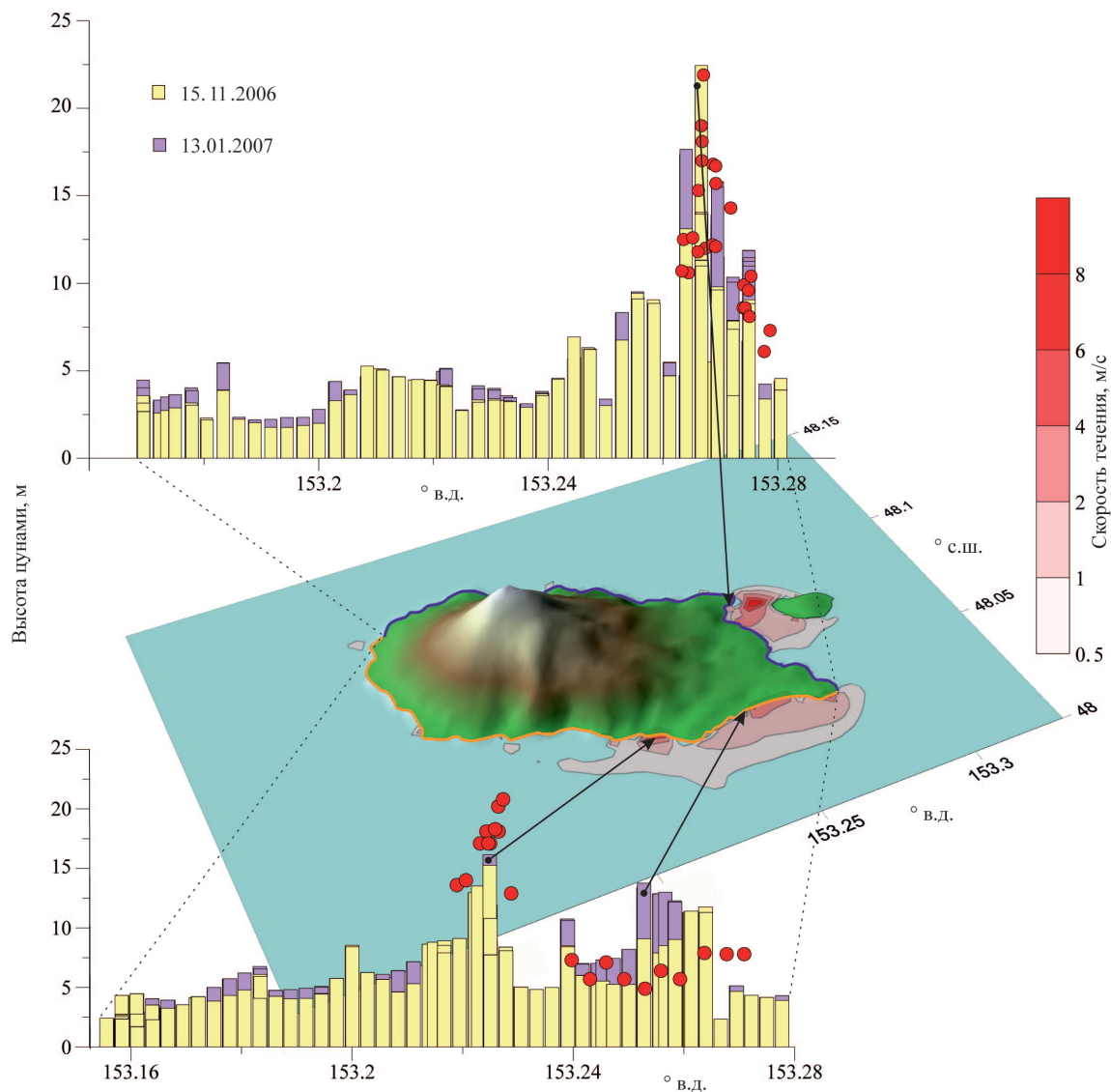


Рис. 3. Максимальные высоты цунами вдоль побережья о. Матуа в 2006—2007 гг. и пространственное распределение максимальных скоростей течения в 2006 г. Красными кругами отмечены высоты цунами по данным экспедиционных наблюдений.

Fig. 3. Maximum tsunami heights along the coast of Matua for 2006, 2007 tsunamis and the spatial distribution of the maximum flow velocities for 2006 tsunami event. Observation data are marked by red circles.