

Автоматическая система оценки цунамиопасности землетрясенияМ. А. Носов^{1,2,*}, С. В. Колесов^{1,2,†}, А. В. Большакова^{1,2}, Г. Н. Нурисламова^{1,2}, К. А. Семенцов¹, В. А. Карпов^{1,2}¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
физический факультет, кафедра физики моря и вод суши
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2²Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б

(Статья поступила 24.06.2018; Подписана в печать 27.06.2018)

Описан прототип полностью автоматизированной системы оценки цунамиопасности землетрясения. Система инициируется при получении информации о землетрясении (координаты, сейсмический момент, фокальный механизм, глубина). На первой стадии с использованием формул Окада и эмпирических закономерностей для очага землетрясения рассчитывается векторное поле косейсмических деформаций, по которому определяется начальное возвышение водной поверхности в очаге цунами и рассчитывается его потенциальная энергия. На второй стадии оценивается интенсивность цунами по шкале Соловьева–Имамуры. Для этой оценки используется эмпирическая связь, полученная в результате статистического анализа исторических цунами-событий. На заключительной стадии, если событие оценивается как значительное, выполняется численное моделирование цунами.

PACS: 91.30.Nw.

УДК: 550.344.42.

Ключевые слова: подводное землетрясение, цунами, косейсмическая деформация, длинные волны, численное моделирование.

ВВЕДЕНИЕ

Основным механизмом генерации волн цунами, возникающих в результате сильных подводных землетрясений, служит вытеснение воды остаточной (косейсмической) деформацией дна [1–4]. Скорость распространения сейсмических волн многократно превышает скорость распространения длинных гравитационных волн на воде (цунами). Поэтому между землетрясением и моментом подхода волн к побережью всегда есть некоторый промежуток времени: от минут до первых десятков часов. Это позволяет отнести волны цунами к прогнозируемым морским природным катастрофам.

В настоящее время оперативный прогноз цунами базируется на сейсмических данных и предустановленных критериях (магнитудно-географический критерий) [5–8]. Решение об объявлении тревоги цунами принимается службой предупреждения о цунами (СПЦ), если магнитуда сейсмического события превышает некоторое пороговое для региона значение. В зарубежных регламентах [7, 8], кроме того, явно учитывается глубина землетрясения. Анализ практики применения магнитудно-географического критерия, проведенный на примере работы российской СПЦ [6], говорит о том, что его эффективность далека от совершенства, в частности, в силу значительного числа ложных тревог.

Неэффективность магнитудно-географического критерия имеет под собой фундаментальные причины. Дело в том, что зависимость интенсивности цунами по

шкале Соловьева–Имамуры от моментной магнитуды землетрясения характеризуется очень большим разбросом данных [4, 9]. При фиксированной магнитуде (например, $M_W = 8$) интенсивность цунами варьируется в пределах 6 единиц. Это означает, что средние высоты заплеска цунами могут отличаться в 64 раза. Наличие столь большого разброса обязано различиям в механизме и глубине очага землетрясения, продолжительности подвижки, глубине воды в эпицентральной области, особенностях топографии дна и затопляемого участка берега, а также возможному вкладу в цунами подводных оползней [9]. Здесь еще важно отметить, что для сильных сейсмических событий первичная оценка моментной магнитуды часто оказывается заниженной. Это дополнительно снижает точность оперативных оценок.

Возможности повышения точности оперативного прогноза цунами сопряжены с учетом механизма очага землетрясения и его глубины, структуры подвижки и динамики развития разрыва в очаге землетрясения. Также повышению точности оперативного прогноза может способствовать совершенствование методов численного гидродинамического моделирования цунами.

Совершенствование системы предупреждения о цунами, которая находится на «боевом дежурстве» и действует по утвержденным регламентам, сопряжено с многочисленными бюрократическими сложностями. В этой связи представляется целесообразным создание альтернативной системы, в которую легко могут быть интегрированы существующие ныне и перспективные научные разработки. Возможность создания такой системы основана на открытом доступе к геофизическим данным, в частности, к оперативной информации о произошедших землетрясениях.

Основная цель настоящей работы состоит в опи-

*E-mail: nosov@phys.msu.ru

†E-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru

сании принципов функционирования автоматической системы оценки цунамиопасности землетрясения, которую в дальнейшем мы будем именовать «Tsunami Observer».

1. АРХИТЕКТУРА СИСТЕМЫ «TSUNAMI OBSERVER»

Архитектура системы «Tsunami Observer» представлена на рис. 1.

Красным цветом показан иницирующий блок, голубым цветом — расчетные блоки, зеленым цветом — используемые внешние статические (неизменяемые) данные, желтым цветом — результаты работы системы.

Информация о факте землетрясения и параметрах сейсмического источника запрашивается через фиксированные интервалы времени (каждые 5 мин) из сейсмических служб. В настоящее время реализуются запросы в Геологическую службу США (USGS) и в Германский центр исследования Земли (GFZ). Если моментная магнитуда землетрясения превышает значение $M_W = 6$, то запускается расчет векторного поля косейсмических деформаций, по которому с учетом цифровой модели рельефа определяется косейсмическая деформация поверхности дна и/или суши.

На втором этапе по косейсмической деформации поверхности дна и/или суши, и вновь с учетом цифровой модели рельефа, рассчитывается начальное возвышение водной поверхности в очаге цунами, по которому определяется доступная потенциальная энергия — энергия цунами.

На третьем этапе, с использованием эмпирической связи энергии и интенсивности цунами, полученной в результате анализа исторических баз данных, оценивается интенсивность цунами по шкале Соловьева-Имамуры (средняя высота заплеска на ближайшем побережье).

Если оценка энергии цунами превышает заданное пороговое значение ($E \geq 10^9$ Дж), то инициируется процесс гидродинамического моделирования волн цунами, который позволяет выявить направления распространения волновой энергии, и оценить высоты заплеска волн на побережье, а также время вступления волн в заданных береговых пунктах.

Последующие разделы содержат развернутое описание принципов функционирования каждого из упомянутых выше расчетных блоков.

2. РАСЧЕТ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В общем случае структура подвижки в очаге землетрясения может быть достаточно сложной [4, 10, 11]. Первичная оценка этой структуры при наличии всех необходимых данных в настоящее время занимает от единиц до десятков часов. Над итоговым вариантом научное сообщество работает месяцами. В любом случае структура подвижки в очаге землетрясения недо-

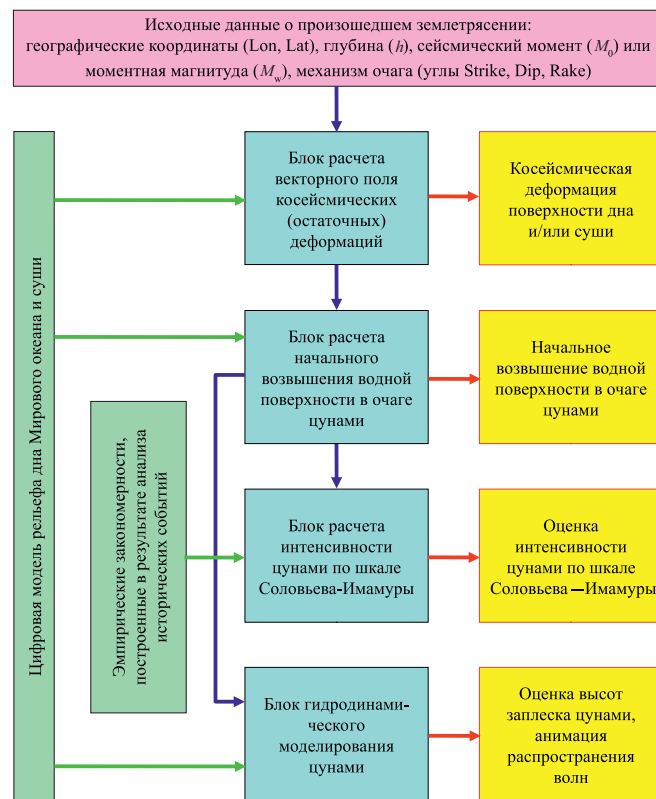


Рис. 1: Архитектура системы «Tsunami Observer»

ступна в оперативном режиме, который необходим для расчета цунами. В этой связи для оперативных расчетов цунами единственным возможным вариантом является аппроксимация очага землетрясения площадкой разрыва прямоугольной формы с постоянным вдоль этой площадки вектором подвижки. Геометрия очага землетрясения, представленного прямоугольной площадкой разрыва, показана на рис. 2.

Площадка разрыва имеет длину L и ширину W , расположена она на глубине d (глубина нижней кромки) под поверхностью упругого безграничного полупространства. Длинная сторона площадки разрыва (L) ориентирована параллельно поверхности упругого полупространства. Введем прямоугольную систему координат $Oxyz$, начало которой расположим на поверхности упругого полупространства. Ось Oz направим вертикально вверх, оси Ox и Oy — горизонтально, причем ось Ox направим параллельно длинной стороне площадки разрыва.

Положение площадки разрыва в пространстве определяется двумя углами: *Strike* (φ) — угол между осью Ox и направлением на север (отсчитывается в положительном направлении) и *Dip* (δ) — угол падения. Направление вектора подвижки, который лежит в плоскости площадки разрыва, определяется углом *Rake* (θ).

Кроме глубины нижней кромки площадки разрыва d , второй важной величиной, характеризующей глубину очага землетрясения, является глубина его верхней

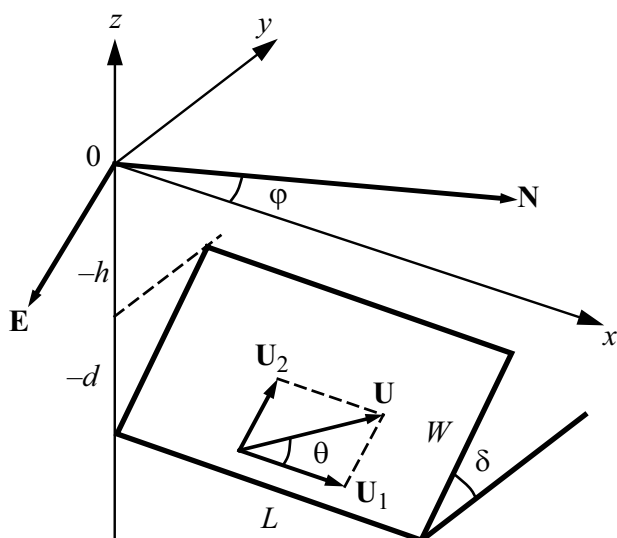


Рис. 2: Схема очага землетрясения

кромки h . В классических формулах для расчета сейсмических деформаций фигурирует величина d . Но следует следить, чтобы верхняя кромка площадки разрыва, например, при варьировании угла Dip или ширины площадки разрыва не вышла за пределы упругого полупространства. Для этого удобно опираться на параметр $h = d - W \sin (Dip)$, — эта величина не должна быть отрицательной. Далее глубину землетрясения мы будем ассоциировать с глубиной центральной точки площадки разрыва $h_c = d - 0.5 W \sin (Dip)$.

Углы *Strike*, *Dip* и *Rake*, глубина h_c и сейсмический момент M_0 (или однозначно связанная с сейсмическим моментом моментная магнитуда $M_W = 2/3 \log M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}] - 6.07$) содержатся в современных базах данных по землетрясениям (CMT, USGS, GFZ и др.). Величины углов, глубина и сейсмический момент оперативно определяются в результате первичного анализа волновых форм после произошедшего землетрясения.

Для определения размеров площадки разрыва и длины вектора подвижки будем основываться на современных эмпирических зависимостях, полученных в работе [12]. Эти зависимости устанавливают связь между шириной и длиной площадки разрыва, а также между величиной подвижки и площадью площадки разрыва:

$$W = C_1 L^\beta, \quad (1)$$

$$D = C_2 \sqrt{LW}, \quad (2)$$

где $\beta = 2/3$, а C_1 и C_2 — эмпирические константы. Первая эмпирическая константа является размерной, ее величина $C_1 = 17.5$ ($12 \div 25$) $\text{м}^{1/3}$ (в скобках приведен доверительный интервал 1σ). Вторая константа безразмерная, ее значение $C_2 = 3.8$ ($1.5 \div 12$) $\cdot 10^{-5}$.

С использованием эмпирических связей (1) и (2), а также определения сейсмического момента, которое

для прямоугольной площадки разрыва записывается в виде [13]

$$M_0 = \mu DLW[H \cdot \mathbf{M}], \quad (3)$$

где μ — модуль поперечного сдвига, несложно получить набор формул, которые связывают параметры очага землетрясения с сейсмическим моментом

$$\log L[\text{M}] = 2/5 \log M_0 - 3/5 \log C_1 - 2/5 \log C_2 \mu, \quad (4)$$

$$\log W[\mathbf{M}] = 4/15 \log M_0 + 3/5 \log C_1 - 4/15 \log C_2 \mu, \quad (5)$$

$$\log D[\text{M}] = 1/3 \log M_0 + 2/3 \log C_2 - 1/3 \log \mu. \quad (6)$$

Следуя работе [12], величину модуля поперечного сдвига, выберем равной $\mu = 3.3 \cdot 10^{10}$ Па.

Итак, если нам известен механизм землетрясения (*Strike, Dip, Rake*), его глубина h_c и сейсмический момент M_0 , то с учетом эмпирических связей (4)–(6) мы обладаем полным набором параметров очага землетрясения, который необходим для расчета векторного поля косейсмических (остаточных) деформаций dna $U = (U_x, U_y, U_z)$. Для расчета деформаций используются формулы Окада [14].

По векторному полю косейсмических деформаций и распределению глубин (в общем случае — рельефу поверхности Земли) определялось остаточное смещение поверхности дна и/или суши [15, 16]:

$$\eta = U_x \frac{\partial H}{\partial x} + U_y \frac{\partial H}{\partial y} + U_z. \quad (7)$$

Заметим, что очаги цунами часто приурочены к области крутых подводных склонов, поэтому вклад горизонтальных компонент вектора U во многих случаях является весьма значительным [11].

3. РАСЧЕТ НАЧАЛЬНОГО ВОЗВЫШЕНИЯ

Формирование косейсмических деформаций дна в очаге происходит очень быстро по сравнению с периодом возбуждаемой волны цунами [4]. В этой связи при численном моделировании волн цунами широкое применение нашел подход, основанный на использовании концепции «мгновенного» источника [4, 17, 18]. В рамках этой концепции предполагается, что косейсмическая деформация дна в очаге цунами мгновенно вытесняет некоторый объем воды, и на поверхности водного слоя (также мгновенно) возникает возмущение, именуемое «начальное возвышение». Именно это начальное возвышение далее используется в качестве начального условия в задаче о распространении цунами. Скорости течения в начальный момент времени полагаются нулевыми.

Часто начальное возвышение полагают равным смещению поверхности дна η , которое рассчитывается по

формуле (7). Но такой способ может приводить к существенной переоценке амплитуды волн из-за пренебрежения сглаживающим эффектом водного слоя [19–22].

Наиболее корректным с гидродинамической точки зрения является вычисление начального возвышения из решения трехмерной задачи относительно потенциала смещения [19, 21, 22]. Но применение этого способа в практике оперативных расчетов цунами может быть затруднено значительным объемом вычислений, которые требуются для решения трехмерной задачи. Поэтому для расчета начального возвышения реализован быстроедействующий алгоритм, основанный на методе взвешенного скользящего среднего с весовой функцией f , которая зависит от глубины океана. В силу того, что глубина океана меняется от точки к точке, оконная функция также при этом претерпевает изменения. Скользящее среднее применяется к результату расчета косейсмической деформации поверхности дна (7). Расчет начального возвышения выполнялся в соответствии с формулой

$$\xi_0(r_j) = \frac{\sum_i f(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|) \eta(\mathbf{r}_i)}{\sum_i f(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|)}, \quad (8)$$

где $\mathbf{r}_i = (Lon_i, Lat_i)$, $\mathbf{r}_j = (Lon_j, Lat_j)$, j — номер точки расчетной области, для которой ведется расчет величины начального возвышения, i — номер точки внутри области, ограниченной окном. Путем сопоставления результатов численного решения полной трехмерной задачи с методом, основанном на формуле (8), было установлено, что наилучшее согласование результатов обеспечивает весовая функция следующего вида:

$$f(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|) = \frac{1}{\cosh^2(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j| / H(\mathbf{r}_i))}. \quad (9)$$

В силу экспоненциально быстрого убывания весовой функции (9) фактический размер окна на практике был ограничен квадратом с размерами $6H \times 6H$.

Как уже отмечалось выше, прогноз цунами по магнитуде является ненадежным. Это связано со сложной связью между цунами и землетрясениями и отчасти с отсутствием четкого критерия, какие землетрясения следует относить к подводным. Все сильные сейсмические события характеризуются обширной областью косейсмических деформаций. Поэтому расположение эпицентра землетрясения на суше вовсе не означает, что данное сейсмическое событие не может вызвать волны цунами. В работе [16] было показано, что энергия начального возвышения в очаге цунами имеет более высокую корреляцию с интенсивностью цунами, чем моментная магнитуда землетрясения. Поэтому, для повышения надежности оценки цунамигенности землетрясения вместо моментной магнитуды мы будем использовать энергию цунами, которая оценивается с учетом механизма очага землетрясения, его глубины и распределения глубин океана в области источника цунами.

Энергия цунами определяется как доступная потенциальная энергия начального возвышения водной поверхности по следующей формуле:

$$E = \frac{\rho g}{2} \iint \xi_0^2 ds, \quad (10)$$

где ξ_0 — начальное возвышение водной поверхности, ρ — плотность воды, g — ускорение свободного падения. В расчетах плотность воды полагалась равной 1030 кг/м^3 , ускорение свободного падения 9.81 м/с^2 . В численных расчетах интеграл по площади, входящий в формулу (10), рассчитывался методом прямоугольников. Область (площадь), по которой велось интегрирование, представляла собой квадрат, центр которого совпадал с проекцией центра площадки разрыва на поверхность Земли (дна). Длина диагонали квадрата рассчитывалась по формуле $4L + 2h_c$, где L — длина площадки разрыва, h_c — глубина центральной точки площадки разрыва. Такой выбор области интегрирования полностью покрывал область значимых косейсмических деформаций. Область косейсмических деформаций, которая охватывала сушу, никакого вклада в энергию цунами не давала (начальное возвышение над сушей автоматически приравнялось нулю). Таким образом, вклад в энергию цунами дают только косейсмические деформации дна, но не суши. Если землетрясение происходит на суше, вдали от берега, то энергия цунами оказывается нулевой. Следовательно, использование энергии начального возвышения в качестве меры цунамигенности землетрясения позволяет автоматически ранжировать сейсмические события по степени цунамигенности, не анализируя положение очага относительно суши или океана.

4. ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ЦУНАМИ

Анализ цунамиопасности землетрясения проводился на основе оценки интенсивности цунами по шкале Соловьева–Имамуры I , которая строилась по значению потенциальной энергии начального возвышения E в очаге цунами. Для этой оценки использовалась эмпирическая связь между интенсивностью и энергией, полученная по данным об исторических цунами. Далее опишем способ построения эмпирической связи.

Необходимые для анализа параметры цунами-событий были заимствованы из двух находящихся в открытом доступе исторических баз данных, которые пользуются наиболее широкой известностью в научном мире [23, 24]: (1) HTDB/WLD — Historical Tsunami Database for the World Ocean (Новосибирск, ИВМиМГ СО РАН), (2) NGDC/WDS — Global Historical Tsunami Database (National Geophysical Data Center / World Data Service, NOAA).

В дальнейшем две упомянутые базы данных по цунами для краткости будем именовать «DB1» (HTDB/WLD) и «DB2» (NGDC/WDS). Индексы «1»

и «2» будут показывать отношение к 1-й или 2-й базе данных соответственно.

В базах данных по цунами каждому событию присписывается индекс, характеризующий степень надежности информации. В базе DB1 этот индекс именуется «Validity index» (5 градаций: от 0 до 4), а в базе DB2 — «Tsunami Event Validity» (6 градаций: от -1 до 4). *Первым критерием отбора* данных о цунами-событиях из баз DB1 и DB2 служила высокая степень надежности информации: выбирались две верхние градации (DB1: Validity index ≥ 3 , DB2: Tsunami Event Validity ≥ 3).

Известно, что в отдельных случаях волны цунами могут вызываться не только землетрясениями, но и оползнями ($\approx 6\%$), вулканическими извержениями ($\approx 5\%$) и метеорологическими причинами ($\approx 3\%$), а также комбинациями указанных явлений (процентные доли указаны в соответствии с базой DB1). В базах данных по цунами для большинства событий указан механизм генерации. Мы выделяли только сейсмотектонические цунами, т. е. те цунами-события, для которых в качестве источника волн указано именно подводное землетрясение, — это было *вторым критерием отбора*. Комбинации источников типа «землетрясение+оползень», «землетрясение+извержение вулкана» и т. п. не рассматривались. Однако из этого правила было сделано два исключения: цунами 01.04.1946 (Unimak Is., Aleutian Islands) и цунами 28.03.1964 (Gulf of Alaska, Alaska pen.). В базах в качестве источника этих цунами фигурируют землетрясение и оползень. Но означенные цунами характеризуются редко встречающимися высокими интенсивностями (4.0 и 4.5 соответственно) при весьма значительных моментных магнитудах вызвавших их землетрясений (8.6 и 9.1 соответственно). Исключение этих событий из рассмотрения привело бы к заметному обеднению статистики сильных цунами.

Третьим критерием отбора служил момент времени, начиная с которого существуют определения механизма очагов землетрясений и сейсмического момента. Для определения этих параметров очага землетрясения необходимо наличие сейсмограмм, зарегистрированных набором станций. Напомним, что начало инструментальной эпохи в сейсмологии относится к концу 19-го века, а сейсмические сети возникли значительно позже. Рутинные определения механизмов очагов землетрясений доступны с 1976 г. (Global CMT - «Global Centroid Moment Tensor database», Columbia University & Harvard University). А первое цунамигенное землетрясение, для которого определение механизма очага нам удалось обнаружить в научных публикациях, относится к 1928 г. [25]. В этой связи из баз данных по цунами DB1 и DB2 выделялись события начиная с 1928 г.

В качестве основной характеристики силы цунами мы опираемся на величину I , именуемую интенсивность цунами по шкале Соловьева-Имамуры [4]. Наибольшее число определений интенсивности цунами по

шкале Соловьева-Имамуры содержится в базе DB1 (примем обозначение этой величины I_1). База DB2 в этом плане значительно (в разы) беднее. В силу того, что нас интересовали именно оценки величины интенсивности цунами, то те события, для которых величина I_1 была неизвестной по базе DB1, исключались из дальнейшего рассмотрения. Выборка по базе DB2 могла содержать пропуски информации по интенсивности цунами (I_2), но в этом случае обязательно должна была присутствовать информация о максимальной высоте поднятия воды (или высоте заплеска) $H_{\max 2}$. Итак, из базы DB2 отбирались те события, для которых известны интенсивность, высота заплеска или оба параметра.

Выборки по базам данных DB1 и DB2, сформированные в итоге описанной выше процедуры, содержали 465 и 515 цунами-событий соответственно. Далее означенные выборки сопоставлялись между собой с целью исключения недостоверной или сомнительной информации. Для достижения этой цели формировалась кросс-выборка, в которую попадали только те цунами-события, которые присутствуют в обеих базах данных DB1 и DB2. Идентичные события выделялись путем минимизации разницы времен и расстояний между источниками (цунамигенными землетрясениями), которые указаны в базах DB1 и DB2. Абсолютного совпадения времен и положений источников быть не может в силу того, что информация о координатах землетрясения и времени его начала попадала в базы данных о цунами DB1 и DB2 из различных источников, а землетрясение локализуется во времени и пространстве всегда с некоторой ошибкой. В кросс-выборке разница времен, как правило, не превышала одной минуты, а расстояние — нескольких десятков километров.

Кросс-выборка включала в себя 379 цунами-событий за период с 1928 по 2014 г. Далее по данным базы DB1, которые попали в кросс-выборку, строилась регрессионная зависимость между интенсивностью цунами и логарифмом по основанию 2 от максимальной высоты заплеска, измеряемой в метрах ($\log_2 H_{\max 1} [\text{м}]$). Пара величин I_1 и $H_{\max 1}$ оказалась известной для 235 событий из кросс-выборки. Зависимость пар значений «интенсивность–высота заплеска» представлена на рис. 3. Видно, что максимальные высоты заплеска и интенсивность очень хорошо коррелируют между собой (коэффициент корреляции 0.901). Черной линией на рис. 3 показана регрессионная кривая, построенная методом наименьших квадратов. Уравнение регрессионной зависимости:

$$I_1 = -0.206 + 0.770 \log_2 H_{\max 1} [\text{м}]. \quad (11)$$

Далее проводилась верификация и, в ряде случаев, коррекция данных об интенсивности цунами. При этом учитывалась специфика информации, представленной в базе DB2: максимальная высота поднятия воды во многих случаях определена по измерениям удаленными (иногда на тысячи километров от источника) станциями уровня моря. В этой связи величина $H_{\max 2}$, ука-

занная в базе DB2, часто оказывается явно ниже фактического уровня подъема воды на ближайшем к источнику побережье.

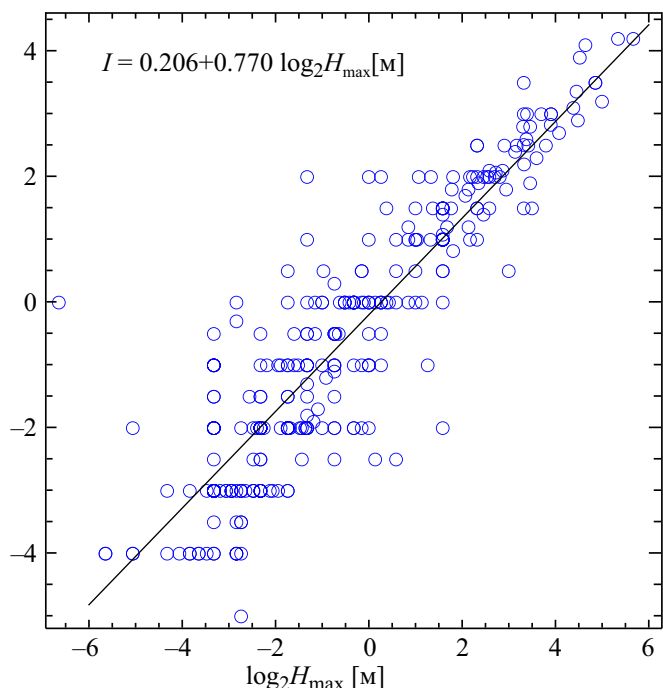


Рис. 3: Связь интенсивности цунами по шкале Соловьева–Имамуры и максимальной высоты поднятия воды (максимального заплеска) в соответствии с данными DB1 (235 событий — синие кружки). Черная линия — регрессионная зависимость, построенная методом наименьших квадратов. Уравнение регрессии показано на рисунке

Верификация и коррекция данных реализовывались следующим образом. Интенсивность цунами I_1 (DB1) сопоставлялась с оценкой интенсивности по величине $H_{\max 2}$ (DB2). Сопоставление проводилось с применением регрессионной связи (11). В тех редких случаях, когда информация о $H_{\max 2}$ отсутствовала, величина I_1 полагалась надежной характеристикой силы цунами-события (т.к. сопоставлять ее было не с чем) и именно эта величина попадала в итоговую выборку. Если информация о $H_{\max 2}$ присутствовала, то в итоговую выборку попадала величина, определяемая по формуле

$$I = \max [I_1, -0.206 + 0.770 \log_2 H_{\max 2}]. \quad (12)$$

Таким образом, если $H_{\max 2}$ была недооценена, это никак не затрагивало исходных данных по интенсивности цунами из базы DB1. Но в тех случаях, когда интенсивность I_1 была недооценена, ее величина корректировалась в сторону увеличения, — это делалось во избежание недооценки опасности цунами. Сразу отметим, что коррекция значений интенсивности практически не затрагивала данные о сильных цунами с интенсивностью $I > 2$.

Итоговая выборка из баз данных по цунами DB1 и DB2 содержала информацию о 379 событиях за пе-

риод с 1928 по 2014 г. (дата и время цунамигенного землетрясения, координаты источника, определения интенсивности цунами I_1 и I_2 , максимальные высоты поднятия воды $H_{\max 1}$ и $H_{\max 2}$, а также скорректированные значения интенсивности I). В дальнейшем эту итоговую выборку будем называть TS379.

Каждому цунами-событию из выборки TS379 ставилось в соответствие землетрясение из каталога Global CMT. Этот каталог землетрясений помимо времени, места и глубины сейсмического события, содержит также определения механизма очага и сейсмический момент, начиная с 1976 г. Кросс-анализ выборки TS379 и каталога Global CMT дал список цунамигенных землетрясений, который содержал 196 событий, для которых известен механизм очага и сейсмический момент. Кроме того, в научных публикациях [25–32] была найдена информация о механизмах очагов для еще 22 цунамигенных землетрясений, включая такие известные мощные сейсмические события как землетрясение 01.04.1946 (Unimak Is., Aleutian Islands), землетрясение 04.11.1952 (Камчатка), землетрясение 22.05.1960 (Чили), землетрясение 28.03.1964 (Gulf of Alaska, Alaska pen.) и др. Итоговая выборка включала в себя данные о 218 сеймотектонических цунами-событиях, для которых известна как информация об интенсивности цунами I , так и все данные о сейсмическом источнике (Lon , Lat , h_c , M_0 , $Rake$, $Strike$, Dip), которые необходимы для расчета косейсмических деформаций дна по формулам Окада.

С использованием выборки из баз данных по цунами, дополненной данными по механизмам очагов землетрясений, был проведен ретроспективный анализ взаимосвязи потенциальной энергии начального возвышения и интенсивности цунами по шкале Соловьева–Имамуры. Анализировались данные по 218 цунами-событиям. Но в силу того, что для каждого землетрясения существуют два варианта нодальных плоскостей (два набора углов $Strike$, Dip , $Rake$), расчет энергии начального возвышения проводился для 436 случаев.

Зависимость интенсивности цунами от десятичного логарифма энергии представлена на рис. 4. Зависимость характеризуется довольно значительным разбросом данных. Никаких теоретических предположений о характере этой зависимости не существует. Поэтому для выделения кривой тренда использовалась техника осреднения по группам близлежащих точек. Вначале проводилась сортировка точек по величине энергии, затем точки разбивались на группы. Число точек в группах (по мере убывания энергии) было: 15, 30, 60, 120, 170, 41 (в сумме 436). Затем группы точек усреднялись. Средние значения показаны на рис. 4 красными точками. Красные эллипсы показывают величину стандартного отклонения (68% доверительный интервал). Искомая зависимость интенсивности от энергии показана ломанной красной линией, которая проходит через красные точки. Эта линия, а также пунктирные линии, показывающие 68% доверительный интервал построены путем линейной интерполяции данных. В области

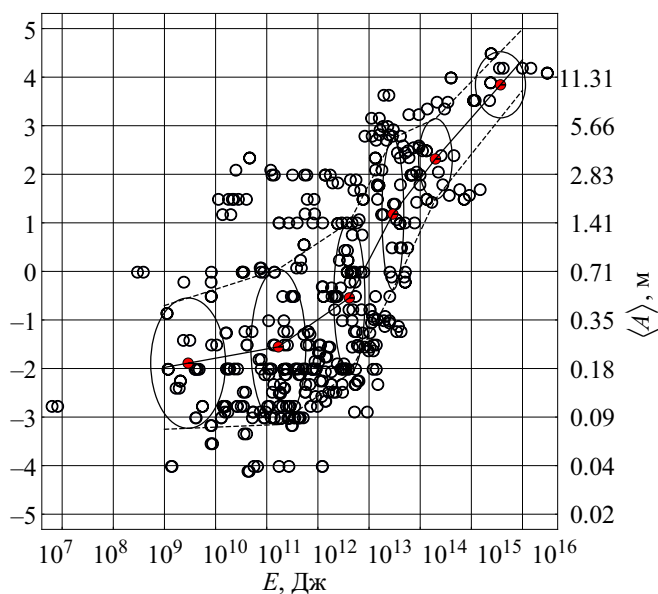


Рис. 4: Зависимость интенсивности цунами по шкале Соловьева–Имамуры от энергии начального возвышения по данным о 218 исторических событиях (синие кружки). Красные точки получены в результате осреднения оригинальных данных по группам. Красные эллипсы — 68% доверительный интервал (стандартное отклонение). Красная сплошная линия — линейная интерполяция зависимости интенсивности от энергии, пунктирные линии — линейная интерполяция 68% доверительного интервала

максимальных и минимальных энергий зависимость незначительно экстраполирована до значений энергии $E_{\min} = 10^9$ Дж и $E_{\max} = 10^{16}$ Дж.

Опишем алгоритм оценки цунамигенности. По параметрам очага землетрясения рассчитывается векторное поле косейсмической деформации (формулы Окада). Затем рассчитывается деформация поверхности дна и на основе скользящего среднего — начальное возвышение в очаге цунами. По начальному возвышению рассчитывается потенциальная энергия (энергия цунами). По значению энергии определяется величина интенсивности цунами по шкале Соловьева–Имамуры с применением зависимости, показанной на рис. 4. Если величина энергии попадает в интервал $10^9 \text{ Дж} \leq E \leq 10^{16} \text{ Дж}$, то мы пользуемся интерполяционной функцией (красная линия), оцениваем интенсивность цунами и 68% доверительный интервал. Если энергия попадает в интервал $E < E_{\min} = 10^9 \text{ Дж}$, то результатом работы алгоритма является заключение: «интенсивность цунами $I < -2$, землетрясение нецунамигенное». В том случае, когда $E > E_{\max} = 10^{16} \text{ Дж}$, выдается заключение: «высокая вероятность катастрофического цунами $I > 4.5$ ».

Интенсивность цунами по шкале Соловьева–Имамуры однозначно связана со средней высотой заплеска на ближайшем побережье $\langle A \rangle$: $I = 0.5 + \log_2 \langle A \rangle$. Поэтому левая ось ординат на рис. 4 отражает интенсивность цунами, а правая — среднюю высоту

заплеска. Вместо интенсивности (или вместе с интенсивностью) алгоритм может выводить среднюю высоту заплеска на ближайшем побережье.

5. ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦУНАМИ

Опишем физическую и математическую постановку задачи, которая положена в основу гидродинамической модели цунами [3, 4]. Будем рассматривать слой идеальной (невязкой) однородной жидкости переменной глубины H в поле силы тяжести. Эффектами вращения Земли пренебрежем, т.к. период цунами существенно меньше инерционного периода. Сверху слой жидкости ограничен свободной поверхностью, давление вдоль которой будем полагать неизменным в пространстве и во времени. Снизу слой ограничен непроницаемым дном.

Будем полагать, что до момента начала землетрясения водный слой неподвижен и находится в состоянии гидростатического равновесия. Искомые движения водного слоя представляют собой отклонение от состояния гидростатического равновесия, которое возникает в результате косейсмической деформации дна. Процесс деформации дна мы полагаем мгновенным. В результате этого процесса на поверхности воды, также мгновенно, возникает начальное возмущение ξ_0 (см. раздел 3).

Полное описание динамики водного слоя, возмущенного сейсмическими деформациями дна, следует строить на трехмерных уравнениях гидродинамики. Но для описания цунами задачу можно существенно упростить. Цунами относятся к классу длинных гравитационных волн в океане, т.е. их длина существенно превосходит глубину океана: $\lambda \gg H$. Поэтому для математического описания длинных волн мы будем использовать приближение гидростатики, которое позволяет проинтегрировать трехмерные уравнения гидродинамики вдоль вертикальной координаты и тем самым свести их к двумерным уравнениям теории мелкой воды.

Как правило амплитуда цунами становится сопоставима с глубиной океана только в узкой прибрежной полосе и в зоне наката волн на берег. В этой связи для оперативного гидродинамического моделирования цунами могут быть использованы линеаризованные уравнения мелкой воды.

Немаловажным преимуществом, которое обеспечивается применением уравнений линейной теории мелкой воды, является возможность сведения этих уравнений к одному уравнению, записанному относительно смещения свободной поверхности воды относительно невозмущенного уровня ξ [4, 22]

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - g(\nabla, H \nabla \xi) = 0. \quad (13)$$

Заметим, что именно смещение свободной поверхности, и особенно его максимальные значения вблизи побережья, представляют собой основные искомые величины в задаче цунами. Кроме того, начальные условия

(начальное возвышение в очаге цунами) также формулируются относительно смещения свободной поверхности. Начальные условия для уравнения (13) имеют следующий вид:

$$t = 0 : \xi = \xi_0, \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0. \quad (14)$$

Первое равенство в условии (14) задает начальное возвышение, второе — нулевое начальное поле скорости течения.

Уравнение (13) дополняется граничным условием на линии берега. Здесь мы применим традиционный для моделей цунами подход: поставим условие отражения (непротекания) не на линии уреза воды, а на некоторой изобате $z = -H_0$, которая расположена вблизи берега

$$\frac{\partial \xi}{\partial \mathbf{n}} = 0, \quad (15)$$

где $\mathbf{n}$ — нормаль к изобате $z = -H_0$. В расчетах мы полагали $H_0 = 10$ м.

Численное моделирование цунами проводится в расчетных областях значительных размеров, поэтому модель должна учитывать кривизну поверхности Земли. В этой связи уравнение (13) мы решаем в сферических координатах. Для решения уравнения используется явный конечно-разностный метод. Устойчивость численной схемы обеспечивается выбором временного шага с учетом условия Куранта–Фредерикса–Леви.

В результате численного гидродинамического моделирования определялось пространственное распределение максимального смещения свободной поверхности,

которое наглядно демонстрирует направления распространения и области концентрации волновой энергии. Кроме того, формируется анимация динамики распространения волн цунами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Система «Tsunami Observer» функционирует с января 2018 г. Результаты работы системы доступны по адресу: <http://ocean.phys.msu.ru/projects/tsunami-observer/>. До конца мая прошло 78 инициаций системы землетрясениями с $M_W \geq 6$ (по данным USGS, GFZ). Но только в 11 случаях оценка энергии начального возвышения превысила критическое значение ($E_{\min} = 10^9$ Дж) и запускалось численное моделирование цунами. Все обработанные события были достаточно слабыми и не представляли серьезной угрозы, что соответствует результатам прогностических оценок «Tsunami Observer». Но делать заключение о работоспособности и надежности системы по столь короткому периоду ее работы, очевидно, невозможно. В будущем планируется проведение серии экспериментов — искусственных инициаций системы землетрясениями, параметры которых соответствуют историческим цунамигенным событиям. Сопоставление «прогностических» оценок и данных наблюдений даст возможность судить о возможностях «Tsunami Observer».

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного контракта ИАК/П-5ГК-2017 и РФФИ (грант 16-05-00053).

-
- [1] Yamashita T., Sato R. J. Phys. Earth. 1974. **22**, P. 415.
 - [2] Доценко С. Ф., Соловьев С. Л. Океанология. 1995. **35**, № 1. С. 25.
 - [3] Пелиновский Е. Н. Гидродинамика волн цунами. ИПФ РАН. Ниж. Новгород, 1996.
 - [4] Levin B. W., Nosov M. A. Physics of Tsunamis, Second Edition. Springer, 2016.
 - [5] Поплавский А. А., Поплавская Л. Н., Спиринов А. И., Пермикин Ю. Ю., Нагорных Т. В. Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 65.
 - [6] Гусяков В. К. Сейсмические приборы. 2010. **46**, № 3. С. 5.
 - [7] Users Guide for the Pacific Tsunami Warning Center Enhanced Products for the Tsunami and other Coastal Hazards Warning System for the Caribbean and Adjacent Regions (CARIBE-EWS). IOC Technical Series No 135. UNESCO/IOC, 2017.
 - [8] Users Guide for the Pacific Tsunami Warning Center Enhanced Products for the Pacific Tsunami Warning System. IOC Technical Series No 105, Revised edition. UNESCO/IOC, 2014.
 - [9] Gusiakov V. K. Pure and appl. geophys. 2011. **168**(11), P. 2033.
 - [10] Носов М. А. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. **50**, № 5, С. 540.
 - [11] Большакова А. В., Носов М. А., Колесов С. В. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. 2015. № 1. С. 61. (Bolshakova A. V., Nosov M. A., Kolesov S. V. Mosc. Univ. Phys. Bull. 2015. **70**, N 1, P. 62.)
 - [12] Leonard M. Bull. Seism. Society of Amer. 2010. **100**, N 5A. P. 1971.
 - [13] Kanamori H., Brodsky E. E. Rep. Progr. in Phys. 2004. **67**, N 8. P. 1429.
 - [14] Okada Y. Bull. Seism. Society of Amer. 1985. **75**(4). P. 1135.
 - [15] Tanioka Y., Satake K. Geophys. Res. Lett. 1996. **23**, N 8. P. 861.
 - [16] Nosov M. A., Bolshakova A. V., Kolesov S. V. Pure and Appl. Geophys. 2014. **171**(12). P. 3515.
 - [17] Popinet S. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2012. **12**, P. 1213.
 - [18] LeVeque R. J., George D. L., Berger M. J. Acta Numerica. 2011. **20**, P. 211.
 - [19] Носов М. А., Колесов С. В. Вестн. Моск. Ун-та. Физ. Астрон. 2009. № 2. С. 96. (Nosov M. A., Kolesov S. V. Mosc. Univ. Phys. Bull. 2009. **64**, N 2. P. 208.)
 - [20] Файн И. В., Куликов Е. А. Вычисл. технологии. 2011. **16**, № 2. С. 111.

- [21] Носов М. А., Семенцов К. А. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. **50**, № 5. С. 612.
- [22] Nosov M. A., Kolesov S. V. Pure and Appl. Geophys. 2011. **168**, N 6-7. P. 1223.
- [23] Gusiakov V. K. Tsunami history-recorded. In: Robinson, A., Bernard, E. (eds.) The Sea, Tsunamis. 2009. **15**, P. 23. placeHarvard University Press, placeCityCambridge.
- [24] National Geophysical Data Center / World Data Service (NGDC/WDS): Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5PN93H7
- [25] Okal E. A. Pure appl. Geophys. 1992. **139**(1), P. 17.
- [26] Kikuchi M. Fukao Y. Tectonophys. 1987. **144**, P. 231.
- [27] Ma K.-F., Kanamori H., Satake K. J. Geophys. Res. 1999. **104**, B6. P. 13153.
- [28] Okal E. A. Natural Hazards. 1988. **1**, N 1, P. 67.
- [29] Tichelaar B. W. Ruff L. J. J. Geophys. Res. 1993. **98**, P. 2017.
- [30] Johnson J. M., Satake K. Pure Appl. Geophys. 1999. **154**, P. 541.
- [31] Johnson J. M., Satake K. J. Geophys. Res. 1997. **102**, N. B6. P. 11765.
- [32] Barrientos S. E., Ward S. N. Geophys J. Int. 1990, **103**, P. 589.

Automated system for estimation of tsunami hazard of an earthquake

M. A. Nosov^{1,2,a}, S. V. Kolesov^{1,2,b}, A. V. Bolshakova^{1,2}, G. N. Nurislamova^{1,2},
K. A. Sementsov¹, V. A. Karpov^{1,2}

¹Department of physics of Sea and inland water, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University
Moscow 119991, Russia

²Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch Russian Academy of Science
Yuzhno-Sakhalinsk, 693022, Russia

E-mail: ^anosov@phys.msu.ru, ^bkolesov@ocean.phys.msu.ru

The prototype of fully automated system for estimation of tsunami hazard of an earthquake is described. The system is initiated after receiving of earthquake parameters (coordinates, seismic moment, focal mechanism, depth). At the first stage, vector field of co-seismic bottom deformation is calculated making use the Okada formulae and empirical scaling relations. Then, the initial elevation of water surface in tsunami source and its potential energy are determined. At the second stage, the Soloviev–Imamura tsunami intensity is estimated from empirical relationship derived from the statistical analysis of historical tsunami–events. At the final stage, if event is considered significant, numerical simulation of propagation of tsunami wave is performed.

PACS: 91.30.Nw.

Keywords: underwater earthquake, tsunami, co-seismic deformation, long waves, numerical simulation.

Received 24 June 2018.

Сведения об авторах

1. Носов Михаил Александрович — доктор физ.-мат. наук, доцент, профессор; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: nosov@phys.msu.ru.
2. Колесов Сергей Владимирович — канд. физ.-мат. наук, мл. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru.
3. Большакова Анна Владимировна — канд. физ.-мат. наук, вед. инженер; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: annabolshakova@list.ru.
4. Нурисламова Гульназ Нуровна — канд. физ.-мат. наук, спец. по учебно-методической работе; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: nurislamova@physics.msu.ru.
5. Семенцов Кирилл Александрович — канд. физ.-мат. наук, физик 1-й категории; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: sebbest@yandex.ru.
6. Карпов Вячеслав Александрович — студент; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: va.karpov@physics.msu.ru.