Цунами: опасность и предупреждение

УТОЧНЕНИЕ ПОРОГОВОЙ МАГНИТУДЫ ОБЪЯВЛЕНИЯ ТРЕВОГИ ЦУНАМИ ДЛЯ АКВАТОРИИ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ ИСТОРИЧЕСКИХ ЦУНАМИ

Золотухин Д.Е.¹, Ивельская Т.Н.², Семенова Е.П.³

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск ²Центр цунами, ФГБУ «Сахалинское Управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», г. Южно-Сахалинск, t_ivelskaya@sakhugms.ru ³Сахалинский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Южно-Сахалинск

Введение

В настоящее время основным рабочим методом, применяемым Службой предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России при принятии решения об объявлении тревоги цунами, является сейсмический метод, основанный на регистрации опережающих цунами сейсмических волн. Возможность возникновения цунами в результате землетрясения оценивается по магнитудногеографическому критерию. Землетрясение считается цунамиопасным, если его эпицентр попадает в цунамигенную зону, а интенсивность превышает заданное для данного региона пороговое значение магнитуды. Для землетрясений в Японском море пороговое значение магнитуды составляет 7.0 [4, 6]. Оценить эффективность магнитудно-географического критерия цунамиопасности для Японского моря возможно путем анализа исторических данных о проявлении цунами на япономорском побережье Дальнего Востока России.

Исторические сведения о проявлении цунами на япономорском побережье Дальнего Востока России

Основная цунамигенная зона Дальнего Востока России совпадает с западным склоном Курило-Камчатского желоба. В окраинных морях Тихого океана, омывающих дальневосточные берега России, цунами возникают реже. Наиболее опасно в отношении цунами Японское море. Цунамигенная зона Японского моря проходит вдоль восточного побережья Кореи, западного побережья Японии и юго-западного побережья о. Сахалин, в ней сосредоточены все известные очаги цунами в данном регионе.

Данные о проявлении сильнейших цунами в Японском море в XX–XXI вв. (начиная с 1939 г.) представлены в табл. 1.

Дата	Широта	Долгота	Глубина	Магнитуда	Заплеск
			гипоцентра, км		цунами, м
01.05.1939	39.90° N	139.88° E	22	7.0	0.3 / -
01.08.1940	44.47° N	139.52° E	35	7.5	3.5 / 3.5
16.06.1964	38.44° N	139.23° E	11	7.5	5.8 / 0.6
05.09.1971	46.56° N	141.19° E	17	6.9	2.05 / 2.05
26.05.1983	40.46° N	139.09° E	23	7.8	14.5 / 5.0
12.07.1993	42.85° N	139.20° E	16	7.6	32 / 4.43
02.08.2007	46.83° N	141.75° E	10.6	6.2	3.2 / 3.2

Таблица 1. Сильнейшие цунамигенные землетрясения в Японском море в XX-XXI вв.

Примечание. В последнем столбце – максимальный заплеск цунами; в числителе – на побережье Японского моря, в знаменателе – на российском побережье Японского моря. Данные по цунами взяты из [1, 2, 8, 9, 12].

При анализе данных о проявлении сильнейших цунами в Японском море в XX–XXI вв. на берегах Дальнего Востока России, следует обратить внимание на то, что эпицентр цунамигенного землетрясения 16.06.1964 с магнитудой M = 7.5, не вызвавшего опасное (с заплеском, превышающим 1 м) цунами на российском побережье, находился западнее о. Хонсю. Очаги же опасных цунами, вызванных событиями 05.09.1971 и 02.08.2007 с меньшей магнитудой (M < 7) находились в южной части Татарского пролива. Значительный заплеск цунами 05.09.1971 и 02.08.2007 на юго-западном побережье острова Сахалин, вызванных землетрясениями с относительно слабой магнитудой,

объясняется малой глубиной гипоцентров землетрясений (17 и 10.6 км соответственно) и близостью эпицентров к побережью.

Приведенные примеры показывают, что магнитудно-географический критерий цунамиопасности для Японского моря требует детализации. С целью выявления зависимости цунамиопасности подводных землетрясений в Японском море от географических координат и выработки предложений по изменению магнитудно-географического критерия цунамиопасности япономорских землетрясений авторами были выполнены две серии вычислительных экспериментов.

Первая серия вычислительных экспериментов

При численном моделировании была использована модель «макросейсмического» источника цунами [4, 6]. В этой модели реальный источник замещается начальным возвышением уровня в виде половинки эллипсоида, проектирующегося на зону максимальных сотрясений при землетрясении, а его параметры зависят от параметров макросейсмического очага [10]. Необходимая для оценки макроскопического эффекта землетрясения магнитуда оценивается из наблюдений, а глубина очага принимается известной априори (как правило, используется наиболее вероятная глубина фокуса в районе возникновения землетрясения [5]).

Данная модель, предложенная в [4], была проверена на примере реальных исторических цунами на Дальнем Востоке России [7, 11] и показала практическую пригодность для грубых оценок высот цунами вблизи берега.

На первом этапе численное моделирование было проведено с использованием модельных источников, размещенных в сейсмоактивных зонах Японского моря. Координаты модельных источников представлены в табл. 2. Источники № 1, 2, 4 выбраны исходя из [5], остальные – на основе данных об исторических цунами (включая слабые), представленных в [12].

Так как землетрясения с M < 6.5 в Японском море (исключая Татарский пролив), как правило, не представляют опасности с точки зрения проявления цунами на япономорском побережье Дальнего Востока России, а цунамиопасность землетрясений с магнитудой M > 8.0 очевидна, то в ходе вычислительных экспериментов для каждого модельного источника были заданы значения магнитуд от $6.5 \le M \le 8.0$, с шагом магнитуд 0.25. В качестве глубины очага цунамигенного землетрясения при численном моделировании, согласно [7], было принято значение 25 км, как наиболее вероятная глубина фокуса в районе возникновения землетрясения. Исключением были модельные источники 1 и 2 в Татарском проливе, в котором, согласно [5], наиболее вероятными глубинами очагов цунамигенных землетрясений являются глубины 10 и 15 км. В данной работе для модельных источников 1 и 2 было выполнено численное моделирование цунами с глубиной гипоцентра 10 км (как наиболее опасной), для магнитуд от 6.0 до 7.5 с шагом 0.25.

№ п/п	Широта центра источника	Долгота центра источника	Азимут направления большой оси	Глубина очага, км	Диапазон магнитуд	Пороговая магнитуда <i>М</i> п
1	49.30°N	141.70°E	0°	10	6.0-7.5	6.7
2	46.37°N	141.23°E	158°	10	6.0-7.5	6.7
3	44.50° N	139.50° E	0°	25	6.5-8.0	7.2
4	43.00°N	139.30°E	0°	25	6.5-8.0	7.2
5	40.00°N	139.08°E	0°	25	6.5-8.0	7.7
6	37.50°N	137.92°E	55°	25	6.5-8.0	7.7
7	35.83°N	135.00°E	90°	25	6.5-8.0	7.7
8	35.00°N	131.75°E	50°	25	6.5-8.0	7.7
9	38.00°N	130.00°E	145°	25	6.5-8.0	7.5

Таблица 2. Параметры модельных источников и результаты первой серии вычислительных экспериментов

Примечание. *М*_п – магнитуда в модельном очаге цунамигенного землетрясения, при которой в одной из «мареографных» точек побережья наблюдается интенсивное (с заплеском 1 м или более) цунами.

Модельные источники цунами и «мареографные» точки российского побережья Японского моря, для которых рассчитывались заплески волн цунами, показаны на рисунке 1 (общее число «мареографных» точек – 22).

Результаты вычислительных экспериментов представлены в последнем столбце табл. 2 и на рис. 1.



Рис. 1. Модельные источники цунами (первая серия вычислительных экспериментов) и «мареографные» точки

Расчётное значение пороговой магнитуды для модельных источников западнее о. Хонсю составляет 7.7. Это означает, что землетрясения с магнитудой M < 7.5 в юго-восточной части Японского моря (западнее о. Хонсю) не порождают опасных для побережья Дальнего Востока России цунами.

Для проверки правильности данного предположения была выполнена вторая серия вычислительных экспериментов.

Вторая серия вычислительных экспериментов

На этом этапе было выполнено численное моделирование 18 исторических цунами, данные о которых взяты из [12]. Из 18 очагов исторических цунами шесть было с интенсивностью >2, семь – с интенсивностью 2, и четыре – с неизвестной интенсивностью и магнитудой $M \ge 7$. Также было выполнено моделирование очага цунами 09.12.1802 (\mathbb{N} 17) с неизвестной интенсивностью и магнитудой M = 6.6.

Численное моделирование выполнялось для глубин 25 км (наиболее вероятная глубина очага цунамигенного землетрясения) и 10 км (как более опасной).

В табл. З представлены параметры и результаты второй серии вычислительных экспериментов. Указаны даты реальных цунамигенных землетрясений, для которых выполнено численное моделирование. Максимальный заплеск цунами рассчитывался для 22 прибрежных «мареографных» точек Дальнего Востока России – тех же, что и в предыдущей серии вычислительных экспериментов.

На рисунке 2 показаны модельные источники для второй серии вычислительных экспериментов для глубины 10 км. Подчеркнуты источники, вызвавшие опасные цунами.

N⁰	Дата	Широта	Долгота	Азимут	Магни-	Максимальный заплеск (м	
Π/Π					туда	для глуби	ны очага
						10 км	25 км
1	12.07.1993	42.85°N	139.20°E	0°	7.6	11.99	1.27
2	16.06.1026	34.80°N	131.80°E	50°	7.5	2.71	0.19
3	07.03.1927	35.83°N	134.92°E	90°	7.6	8.19	0.41
4	29.08.1741	41.60°N	139.40°E	0°	6.9	0.59	0.08
5	07.12.1833	38.09°N	139.15°E	25°	7.4	3.52	0.34
6	26.05.1983	40.47°N	139.08°E	0°	7.8	16.38	1.98
7	12.05.701	35.70°N	135.40°E	90°	7.0	0.82	0.03
8	27.11.850	39.00°N	139.82°E	15°	7.0	0.56	0.01
9	10.07.863	37.10°N	138.00°E	55°	7.0	0.24	0.03
10	02.08.1887	37.50°N	138.10°E	45°	6.5	0.08	0.01
11	13.06.1792	43.50°N	140.60°E	45°	7.1	1.69	0.14
12	01.08.1940	44.47°N	139.52°E	0°	7.5	27.67	1.36
13	16.06.1964	38.43°N	139.23°E	20°	7.5	5.62	0.29
14	31.10.1341	41.00°N	139.50°E	0°	7.0	0.75	0.09
15	19.09.1448	37.50°N	138.20°E	45°	7.0	0.68	0.06
16	19.06.1694	40.20°N	139.97°E	0°	7.0	0.60	0.03
17	09.12.1802	37.70°N	138.30°E	35°	6.6	0.19	0.02
18	22.10.1894	38.90°N	139.77°E	15°	7.0	0.49	0.03

Таблица 3. Параметры цунамигенных землетрясений и результаты второй серии вычислительных экспериментов



Рис. 2. Модельные источники цунами для глубины 10 км. Подчеркнуты источники, вызвавшие опасные цунами. Также на рисунке показано предложение по детализации пороговых магнитуд в Японском море (предлагаемый магнитудный порог, в отличие от действующих, выделен курсивом)

Обсуждение результатов

Итак, в первой серии вычислительных экспериментов была получена пороговая магнитуда для модельных источников западнее о. Хонсю $M_{\rm n} = 7.7$. На основании этого результата было

высказано предположение, что землетрясения с магнитудой M < 7.5 в юго-восточной части Японского моря (западнее о. Хонсю) не порождают опасных для побережья Дальнего Востока России цунами. Для проверки данного предположения была проведена вторая серия вычислительных экспериментов.

Результаты второй серии вычислительных экспериментов позволяют утверждать, что землетрясения с магнитудой M < 7.5 в юго-восточной части Японского моря (южнее 38.00°N) не порождают опасных для побережья Дальнего Востока России цунами. Это подтверждается также анализом данных о реальных цунамигенных землетрясениях 01.05.1939 и 16.05.1964 с магнитудами M = 7 и M = 7.5 соответственно, эпицентры которых находились западнее о. Хонсю. Они не вызвали опасные цунами на побережье Дальнего Востока России.

На основании проведенных исследований авторы предлагают выделить зону с повышенной до $M_{\rm n} = 7.5$ пороговой магнитудой в Японском море, ограничив ее с севера и запада линиями: 38.00°N, 139.23°E – 38.00°N, 135.00°E; 39.00°N, 135.00°E – 36.08°N, 129.55°E (мыс Чанги), а с юга и востока – Корейским проливом и западным побережьем о. Хонсю (рис. 2).

Реализация данного предложения позволит повысить эффективность Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России за счет сокращения числа ложных тревог.

Список литературы

1. Заякин Ю.Я. Цунами на Дальнем Востоке России. Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1996. 88 с.

2. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин / под ред. Б.В. Левина, И.Н. Тихонова. М.: Янус-К, 2009. 204 с.

3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.

4. Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.И., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 273 с.

5. Поплавский А.А., Храмушин В.Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. М.: Наука, 2006. 272 с.

6. Поплавский А.А., Храмушин В.Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. Владивосток: Дальнаука, 2008. 176 с.

7. Поплавский А.А., Золотухин Д.Е., Храмушин В.Н. Макросейсмическая модель источника цунами и оценка ее эффективности при численном моделировании // Вулканология и сейсмология. 2012. № 1. С. 65–72.

8. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173–1968). М.: Наука, 1974. 309 с.

9. Цунами в регионах / Лаборатория цунами, Ин-т вычислит. математики и мат. геофизики СО РАН. [Электронный ресурс]. URL: http://tsun.sscc.ru/tsulab/tsun hp r.htm (Дата обращения: 09.08.2017).

10. Шебалин Н.В. Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения: дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: Фонды ИФЗ АН СССР, 1969.

11. Шикотанское цунами 5 октября 1994 г. / Иващенко А.И., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А., Йех Г., Жукова Л.Д., Золотухина Н.Д., Кайстренко В.М., Като Л.Н., Клочков А.А., Королев Ю.П., Кругляков А.А., Куликов Е.А., Куракин В.Н., Левин Б.В., Пелиновский Е.Н., Поплавский А.А., Титов В.В., Харламов А.А., Храмушин В.Н., Шельтинг Е.В. // ДАН. 1996. Т. 348. № 4. С. 532–538.

12. Global Historical Tsunami Database / NGDC/WDS (National Geophysical Data Center, NOAA / World Data Service). doi: 10.7289/V5PN93H7. [Электронный ресурс]. ULR: http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml (Дата обращения: 09.08.2017).

МОДЕЛИРОВАНИЕ СИМУШИРСКИХ ЦУНАМИ 2006, 2007 и 2009 НА ОСНОВЕ ИНФОРМАЦИИ СТАНЦИЙ СИСТЕМЫ DART

Королев Ю.П., Лоскутов А.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, y.korolev@imgg.ru

Введение

В 2006–2009 гг. в районе центральных Курильских островов, восточнее о. Симушир, произошли 3 землетрясения с различными магнитудами на западном и восточном склонах глубоководного Курило-Камчатского желоба [10].

Цунами 15.11.2006 г. вызвало высокие уровни затопления (до 20 м) на центральных Курильских островах [9], проявилось на побережье Японии, нанесло заметный ущерб в Кресент-Сити на западном побережье США. Максимальные высоты заплеска на о. Матуа и о. Симушир составили 20 м. На других островах заплески составляли 4.5–11 м.

На Курильских островах в 2006 и 2007 гг. была объявлена тревога, произведены эвакуация населения из опасных районов, вывод судов в открытое море. Несмотря на высокие заплески на центральных Курильских островах, на северных и южных Курильских островах цунами проявилось незначительно.

Моделирование цунами 2006 и 2007 гг. на Курильских островах описано в работах [5, 12]. На основе детальной информации о подвижках дна в соответствии с моделью Окады [11] построены источники цунами и выполнен расчет цунами, порожденных этими подвижками [12]. Получено совпадение рассчитанных и зарегистрированных форм цунами в открытом океане. Распределение максимальных амплитуд волн вблизи берегов центральных Курильских островов качественно совпадает с измеренным во время полевых обследований [5, 9]. Необходимость использования детальной сейсмологической информации о механизме землетрясения и большого числа элементарных источников обусловлено тем, что при определении магнитуд землетрясений возможны ошибки: при оценке магнитуд землетрясений 2006 и 2007 гг. разными службами возникли заметные расхождения [12]. В работе [14] также описаны случаи неадекватного определения магнитуд землетрясений 2004, 2010, 2011 гг. Скорректированные спустя 1–4 часа магнитуды превышали предварительные почти на порядок. В режиме реального времени такие ошибки могут привести к неадекватным результатам в прогнозе цунами.

Нередко возникшее цунами оказывается более значительным, чем предсказывается магнитудным методом. Примерами этого являются цунами 2006 г. (район западной Явы) и 2007 г. (Соломоновы острова), сопровождавшиеся жертвами [14].

Подходы к расчету цунами, изложенные в [5, 12], в силу большого объема используемой информации едва ли могут быть применимы при оперативном прогнозе. Результаты, несомненно, весьма полезны для понимания процесса возбуждения цунами, их распространения в океане. Такие подходы, видимо, могут быть полезны для решения задач цунамирайонирования.

Гидрофизические способы прогнозирования цунами, не опирающиеся на информацию о магнитуде землетрясения, не зависят от точности определения магнитуды. Достоверной для оценки степени опасности цунами является информация о сформировавшемся цунами, получаемая в океане станциями системы DART.

Цель

Целью настоящей работы являлось проведение численного эксперимента по расчету формы цунами в пунктах Курильских островов и о. Хоккайдо во время событий 2006 и 2007 гг. без привлечения какой-либо сейсмологической информации о землетрясениях. Оценивалась применимость способа расчета, основанного на информации о цунами, получаемой станциями системы DART. Оценивалась также заблаговременность выполнения расчетов (прогноза), выявлялись ограничения предложенного способа.

Расчет выполнялся на основе способа оперативного прогноза цунами [8].

Способ применялся ранее для моделирования процесса оперативного прогнозирования цунами 2006 и 2007 гг. в открытом океане и слабого цунами 2009 г. в Северо-Курильске по данным станций DART 21414 и 21416 [1]. Получено хорошее соответствие расчетных и зарегистрированных

форм волн. При этом точки (станции системы DART), для которых выполнялся расчет, находились дальше от очага цунами, чем станция DART 21414. При моделировании цунами 2007 г. в открытом океане правильно рассчитывалась начальная, отрицательная, фаза цунами. Моделирование для побережий и пунктов Курильских островов не выполнялось по причине отсутствия зарегистрированных данных.

В работе [3] было показано, что способ может применяться в режиме реального времени при прогнозе локальных цунами. Впервые в режиме практически реального времени был осуществлен прогноз Чилийского цунами 2014 г. [2, 4].

Описание эксперимента

Эксперимент состоял в расчете способом оперативного прогноза формы цунами вблизи побережья Курильских островов и острова Хоккайдо по данным станции DART 21419, ближайшей к очагу, пробег цунами до которой составлял 15 мин в 2006 г. и 12 мин в 2007 г. Ввиду того, что станция DART 21419 не зарегистрировала цунами 2006 и 2007 гг., форма цунами в этой точке рассчитывалась (восстанавливалась) по данным более далекой станции DART 21414, время пробега цунами до которой составляло около 2 часов. Расчет форм цунами в точках открытого океана по данным станции DART 21414 и восстановленным данным станции DART 21419 дал практически идентичные результаты.

На рис. 1 представлена расчетная схема эксперимента с пространственным шагом 3.83 км на широте 40° для расчетов в океане и схема для расчетов вблизи побережья с шагом 0.9 км на широте 45° с указанием местоположений станций системы DART.



Рис. 1. Расчетная схема численного эксперимента: звездочками обозначены эпицентры землетрясений, ромбами – положения станций системы DART. На схеме обозначено: *H* – Ханасаки, *K* – Кусиро, *Y* – Южно-Курильск, *K*о – бух. Космодемьянской, *B* – Буревестник, *Ku* – Курильск, *S* – Северо-Курильск

Независимо от расчетов способом оперативного прогноза было выполнено прямое моделирование цунами 2006 г. с использованием детального смещения океанского дна в очаге. Для моделирования распространения цунами в океане использовалась модель глобального рельефа – SRTM15. Данные массива представляют собой регулярную сетку в географических координатах с разрешением 15 угловых секунд.

Для расчета применялся вариант кода TSUNAMI [7] для сферической Земли с распараллеливанием на GPU-процессоре. В качестве начальных условий в расчет вводилось начальное смещение поверхности океана в очаге цунами, оцениваемое с помощью инверсии сейсмических волн [6] и расчета косейсмических деформаций в очаге по формулам Окады [11].

На рис. 2 представлен результат прямого расчета формы цунами 2006 г. на станции DART 21419 и восстановленная способом оперативного прогноза по данным станции DART 21414 форма цунами 2006 и 2007 гг. на станции DART 21419.



Рис. 2. Волновая форма, полученная прямым расчетом (серая линия), и восстановленная форма (черная линия) цунами 2006 г. (слева) и 2007 г. (справа) на станции DART 21419

Восстановленные формы цунами правильно показывают начальную фазу волн: положительную для 2006 г. и отрицательную для 2007 г. По этим данным длительностью 13 мин (первый полупериод) (2006 г.) и 19 мин (первый период, начинающийся с отрицательной фазы) (2007 г.) в дальнейшем выполнялся расчет (прогноз). В дальнейшем под термином «прогноз» понимается расчет цунами по восстановленной форме цунами в точке DART 21419 способом оперативного прогноза цунами.

Как видно из рис. 2, форма цунами, полученная прямым расчетом, имеет более крутой фронт, нежели восстановленная. Аналогичный эффект наблюдался при моделировании цунами Тохоку 2011 г. [13].

Выбор пунктов расчета обусловлен наличием в этих пунктах или на ближайшем берегу реальных записей цунами, инструментальных измерений высот заплеска или визуальных наблюдений.

Производилось сравнение результатов прямого моделирования, результатов прогноза и немногочисленных натурных данных о цунами.

Результаты

Выполнен прямой расчет и прогноз формы цунами 2006 и 2007 гг. вблизи побережий северных, центральных, южных Курильских островов и о. Хоккайдо. Прогноз и прямой расчет выполнены в точках на расстояниях 1.0–2.0 км от берега. Некоторые результаты, для которых имелась возможность сравнения с реальными записями, представлены на рис. 3.



Рис. 3. Сравнение зарегистрированной формы и результатов прямого расчета и прогноза по восстановленным данным на станции DART 21419 цунами 2006 и 2007 гг. На рисунке обозначено: *а*, *б* – Ханасаки; *в*, *г* – Кусиро; *д*, *е* – Южно-Курильск

Несмотря на приближенный характер способа оперативного прогноза цунами, получено неплохое совпадение прогноза и зарегистрированной формы цунами для Ханасаки и Кусиро, причем правильно прогнозируется начальная фаза волны. Совпадения зарегистрированной формы волны с прогнозом и результатом прямого расчета для Южно-Курильска не наблюдается, как в случае 2006 г., так и в случае 2007 г. Объяснений несовпадения для Южно-Курильска в настоящее время нет. Однако даже завышенные оценки амплитуд позволяют определить степень опасности ожидаемого цунами в этом пункте.

Сопоставление результатов прямого расчета и прогноза для других пунктов Курильских островов представлено на рис. 4.



Рис. 4. Сравнение результатов прямого расчета и прогноза по восстановленным данным на станции DART 21419 цунами 2006 г.: *а* – Северо-Курильск, *б* – Курильск, *в* – Буревестник (о. Итуруп), *г* – бух. Космодемьянская (о. Кунашир)

Получено неплохое соответствие прямого расчета и прогноза цунами для пунктов на островах Парамушир, Итуруп и Кунашир.

Несмотря на неудачный расчет для Южно-Курильска, можно оценить заблаговременность прогноза для этого и других пунктов. При пробеге цунами до станции DART 21419 15 мин и длительности сигнала, взятого для прогноза, 13 мин (для 2007 г. 12 и 19 мин, соответственно), заблаговременность для Южно-Курильска и Северо-Курильска составляет около 1.5 часов. Для этих населенных пунктов, как представляется, времени вполне достаточно для принятия решения об объявлении тревоги цунами и, при необходимости, проведения эвакуации населения и вывода судов в открытое море.

Для Буревестника заблаговременность составляет около 30 мин, для Курильска – около 20 мин. Для этих населенных пунктов времени, видимо, недостаточно для объявления тревоги и эвакуации населения. Тревога цунами в подобных ситуациях должна объявляться на основе магнитудного метода.

Выполнены прямой расчет и прогноз цунами 2006 г. вблизи о. Матуа и о. Симушир. Прямой расчет в точках на расстояниях от берега 1–3 км дает амплитуды 1–5 м. Прогноз в тех же точках дает заниженные по сравнению с прямым расчетом амплитуды в 1.5–2 раза для о. Матуа и в 1.2–1.5 раза для о. Симушир. Однако следует иметь в виду, что способ оперативного прогноза цунами является асимптотическим, расчет на малых расстояниях от очага (пробег до островов сравним с характерным первым полупериодом волны) не может быть адекватным. Впрочем, ввиду близости центральных Курильских островов к очагу, расчет по данным станции DART 21419 может быть выполнен заметно позднее прихода цунами. Условие асимптотичности накладывает ограничения на применимость способа оперативного прогноза цунами.

Заключение

Выполнено прямое моделирование цунами 2006 г. с использованием детального смещения океанского дна в очаге. Получено хорошее соответствие результатов прямого моделирования и расчетов (прогноза), полученных способом оперативного прогноза цунами.

Численным экспериментом подтверждена возможность расчета цунами вблизи побережья Курильских островов и о. Хоккайдо по данным станций измерения уровня океана, находящихся к востоку от Курило-Камчатского желоба. Получено неплохое согласие прогнозных и фактических данных. Заблаговременность прогноза цунами для о. Кунашир и о. Парамушир от землетрясений, происходящих в районе центральных Курильских островов, по данным станций измерения уровня океана к востоку от Курило-Камчатского желоба составляет 1.5 часа. Для о. Итуруп заблаговременность прогноза, по-видимому, недостаточна. Для центральных Курильских островов при землетрясениях в том же районе никакой гидрофизический способ не может быть применим.

Способ оперативного прогноза цунами применим для пунктов, время пробега волны до которых превышает характерный первый полупериод (первый период) волны более чем в 4 раза. При этом станции измерения уровня в океане должны находиться в точках, время пробега цунами до которых сравнимо с характерным периодом волны.

Список литературы

1. Королев Ю.П. О гидрофизическом способе оперативного прогноза цунами // Проблемы анализа риска. 2011. Т. 8. № 2. С. 32–47.

2. Королев Ю.П. Чилийское цунами 1 апреля 2014 г.: оперативный прогноз для Курильских островов // Труды Пятой научно-технической конференции. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 360–364.

3. Королев Ю.П., Ивельская Т.Н. Совершенствование оперативного прогноза цунами и тревоги цунами. Анализ последних цунами // Проблемы анализа риска. 2012. Т. 9. № 2. С. 76–91.

4. Королев Ю.П., Храмушин В.Н. Об оперативном прогнозе цунами 1 апреля 2014 г. вблизи побережья Курильских островов // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 86–91.

5. Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В. и др. Проявления цунами 15 ноября 2006 г. на центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 118–122.

6. *Hayes G*. Finite fault model. Updated result of the March 11, 2011 Mw 9.0 earthquake offshore Honshu, Japan // USGS. Earthquake Hazards Program. [Электронный ресурс]. URL: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/ 2011/%20usc0001xgp/finite_fault.php (дата обращения: 15.05.2017).

7. *Imamura F*. Tsunami numerical simulation with the staggered leap-frog scheme (numerical code of TUNAMI-N1 and N2) // Disaster Control Research Center, Tohoku University. 1995.

8. Korolev Yu.P. An approximate method of short-term tsunami forecast and the hindcasting of some recent events // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 3081–3091.

9. *MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J. et al.* Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril Tsunami in the Middle Kuril Islands // Pure and Applied Geophysics. 2009. V. 166. P. 9–36.

10. Global Historical Tsunami Database of National Geophysical Data Center, NOAA. [Электронный pecypc]. URL: https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=7&d=7 (дата обращения: 15.05.2017).

11. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // BSSA. 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.

12. *Rabinovich A.B, Lobkovsky L.I., Fine I.V. et al.* 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.

13. Shevchenko G., Ivelskaya T., Loskutov A. Characteristics of the 2011 Great Tohoku Tsunami on the Russian Far East Coast: deep-water and coastal observations // Pure and Applied Geophysics. 2013. V. 171. № 12. P. 3329–3350.

14. *Titov V., Song Y.T., Tang L. et al.* Consistent estimates of tsunami energy show promise for improved early warning // Pure and Applied Geophysics. 2016. V. 173. P. 3863–3880.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОЧАГОВ СИЛЬНЕЙШИХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Ландер А.В.¹, Пинегина Т.К.²

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, land@mitp.ru ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Детальные исследования морских аккумулятивных террас на восточном побережье Камчатки позволили выявить в их геологическом строении следы быстрых вертикальных перемещений берега относительно уровня моря. Эти явления удается сгруппировать по возрасту в несколько крупных событий, которые естественно интерпретировать как древние мегаземлетрясения. На Юге Камчатки (южнее Шипунского полуострова) выявлено три таких события за доисторический период времени, охватывающий последние ~3.5 тыс. лет по ¹⁴С (1150–1250 ¹⁴С л.н., 2400–2500 ¹⁴С л.н. и 3300–3500 ¹⁴С л.н.). Т.к. все перечисленные события произошли резко и имели меняющиеся вдоль берега амплитуды, они не связаны с колебанием абсолютного уровня моря и были проинтерпретированы как следы древних мегаземлетрясений.

События сопровождались резким опусканием прибрежной полосы на протяжении десятков и даже сотен километров. При этом выявляется четкая закономерность в пространственном распределении амплитуд опусканий, одинаково выполняющаяся для каждого из обнаруженных событий. На рис. 1 приведен пример наиболее полно исследованного палеоземлетрясения, произошедшего в интервале 738–965 гг. н.э. (1150–1250 ¹⁴C л.н.). Все побережье разделяется на два участка. Если на северо-западном побережье Авачинского залива наблюдаются опускания, не превосходящие 1 м, то южнее на протяжении не менее 150 км те же события вызвали существенно большие погружения берега на $2.5 \div 4$ м. Резкий скачок измеренных амплитуд погружений происходит на коротком участке побережья, не превышающем по протяженности 40 км.



Рис. 1. Амплитуды опусканий побережья Южной Камчатки при палеоземлетрясении 738–965 гг. н.э: **а** – результаты полевых измерений быстрых погружений берега для различных пунктов побережья, отмеченных треугольниками на **b** – карте района исследований. Координаты (км) на горизонтальных осях графика измерений и карты совпадают. Линия со стрелками отмечает участок побережья, на котором происходит резкий скачок опусканий. Показано использованное в настоящей работе предполагаемое положение поперечной Авачинской зоны

Важно отметить, что резкое изменение амплитуд погружений происходит в окрестности пересечения берегом крупнейшей поперечной структуры Южной Камчатки. Здесь выделяется зона дислокаций юго-восточного простирания, называемая Малко-Петропавловской [2] или Начикинской [4]. Зона протянулась в юго-восточном направлении поперек основного простирания Камчатских структур примерно от южного замыкания Центрально-Камчатской депрессии к Авачинской бухте. Вполне вероятно, что она продолжается и далее в Авачинском заливе серией разломов на шельфе и континентальном склоне вплоть до глубоководного желоба [7]. Ниже мы будем называть совокупность этих наземных и подводных структур поперечной Авачинской зоной (рис. 1).

Присутствие поперечной структуры в рассматриваемом районе не ограничивается современным тектоническим этапом. На протяжении не менее чем 50 млн. лет, на различных стадиях развития Камчатки район Авачинской зоны неоднократно разделял (не обязательно в строгом соответствии с современной структурой) крупные области континентальной окраины с различной геодинамикой. Это следует из существенных различий в геологической структуре Камчатки севернее

и южнее данного района, и дает возможность предполагать различие в реологии соответствующих отрезков зоны субдукции. Остановимся подробнее на последнем тезисе.

На развитие современных субдукционных процессов и связанных с ними обсуждаемых в данной работе крупнейших землетрясений наибольшее влияние могла повлиять серьезная перестройка Камчатской зоны субдукции, произошедшая в период примерно 10–2 млн. лет. Согласно современным представлениям [1, 5, 12] в это время с тихоокеанской окраиной Камчатки столкнулись фрагменты потухшей мел-палеогеновой вулканической дуги, представленные в современной структуре крупными полуостровами: Шипунским, Кроноцким и, возможно, Камчатским. В результате произошло запирание зоны субдукции, следы которой сохранились западнее полуостровов. А восточнее, в результате продолжавшегося движения Тихоокеанской плиты возникла новая – современная зона субдукции, практически параллельная предыдущей. Приблизительно в тот же интервал времени на Камчатке происходит соответствующее параллельное смещение на восток активного вулканического пояса.

Однако структуры, связанные с неогеновой коллизией (и, в частности, фрагменты столкнувшейся дуги – полуострова) наблюдаются только севернее района поперечной Авачинской зоны. Южнее с более раннего времени (по крайней мере, с конца палеогена), по-видимому, продолжается стационарное погружение Тихоокеанской плиты под континент, без заметных преобразований зоны субдукции. Различия в возрастах соответствующих северного и южного сегментов сейсмофокальной зоны ярко выражено в глубинной сейсмичности. Приблизительно на линии простирания Авачинской зоны резко меняется максимальная глубина наблюдаемых землетрясений (с 650–700 км на юге до 350–400 км на севере). Такой скачок глубины сейсмичности хорошо соответствует переходу от древней зоны субдукции на юге к молодой на севере, в которой слэб еще не успел достигнуть значительных глубин.

Различие между северным и южным сегментами зоны субдукции выражено и в структуре Восточно-Камчатского континентального склона. В его нижней части параллельно глубоководному желобу протянулась серия подводных хребтов-барьеров, отделяющих в рельефе дна впадины Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов от океана. По-видимому, эти хребты отражают формирование аккреционных призм и, тем самым, рост внешней невулканической дуги над молодой зоной субдукции. На юге хребты-барьеры продолжаются до склона Авачинского залива. Дальше на древнем южном сегменте Камчатской зоны субдукции внешняя дуга вообще отсутствует, и вновь появляется лишь в ~250 км юго-западнее, уже в Курильской части зоны, в виде подводного хребта Витязь.

В распределении мелкофокусной сейсмичности, соответствующей верхней пологой части сейсмофокальной зоны также можно заметить различие северного и южного сегментов. Согласно Камчатскому региональному каталогу [3] при пересечении Авачинской зоны в южном направлении плотность регистрируемых землетрясений быстро падает. Особенно отчетливо это заметно в полосе шириной около 100 км, прилегающей к желобу и включающей область хребтов барьеров. Здесь в северном сегменте наблюдаются многочисленные рои слабых землетрясений. В противоположность этому на южном сегменте, на протяжении не менее чем 200 км в рассматриваемой полосе отчетливо выделяется сейсмическая брешь, в которой плотность регистрируемых землетрясений примерно на порядок ниже, чем в северном.

Приведенные факты позволяют предположить, что различия в возрасте и строении северного и южного сегментов Камчатской зоны субдукции могут отражаться и в характерных параметрах очагов сильнейших землетрясений обоих районов. Южный сегмент выглядит относительно запертым, обладающим в целом большим сцеплением крыльев зоны, чем северный. Данные предположения ранее высказывались в [10] при интерпретации данных Камчатской региональной сети GNNS и в [13] на основе моделирования Камчатского цунами 1952 г.

Учитывая, что скорость пододвигания Тихоокеанской плиты под континент для двух сегментов мало отличается (до 3% [9]), из более высокого сцепления крыльев южного сегмента может следовать, что происходящие там сильнейшие землетрясения обладают меньшей частотой повторяемости и большей магнитудой. Это предположение косвенно подтверждается при сравнении высот заплесков палеоцунами на двух рассматриваемых сегментах за последние ~2000 лет [6].

Таким образом, представленный на рис. 1 скачок амплитуд косейсмических опусканий побережья по своему положению хорошо вписывается в представление о двух различных сегментах современной Камчатской зоны субдукции. Измеренные амплитуды опусканий и их распределение вдоль берега дают возможность попытаться грубо оценить главные очаговые параметры соответствующего палеоземлетрясения и, в частности, возможное влияние Авачинской границы на

структуру очага. При имеющемся наборе данных и многопараметрической модели очага, соответствующая обратная задача не устойчива. Поэтому при поиске решения мы привлекали кратко описанную выше априорную информацию о геологической структуре возможной очаговой области.

Решение задачи основано на известных формулах смещений свободной поверхности при внутренней точечной дислокации в однородном полупространстве [14]. Согласно имеющимся наблюдениям, рассматриваются только вертикальные смещения свободной поверхности. Комбинирование малых дислокаций в принципе позволяет моделировать движение земной поверхности, вызванное произвольным сейсмическим источником. В принятой модели очаг рассматривается как набор плоских многоугольников (субочагов) произвольной формы с разной подвижкой, но однородной в пределах каждого из них. В расчетах использовались только многоугольники, принадлежащие общей плоскости, моделирующей поверхность субдуцирующей плиты. Наземный и подводный рельеф не учитывался. Модельная плоскость субдукции пересекает свободную поверхность в окрестности глубоководного желоба и имеет простирание 217° и наклон 18°. Таким образом, предполагалось, что очаг может располагаться только в пределах верхней пологой части Камчатской зоны субдукции (до глубин 50-60 км). Учитывая реальную ширину этой зоны, субочаги выбирались в пределах полосы размером 800×150 км, повернутой длинной стороной вдоль простирания зоны субдукции. Такая максимальная протяженность очага позволяет охватить все области, которые могут оказывать существенное влияние на опускания берега в районах, для которых имеются данные. Подавляющее большинство известных в этой полосе механизмов землетрясений близко к взбросам [11]. Поэтому для большинства модельных субочагов использовалась чисто взбросовая подвижка. В некоторых случаях допускалась также небольшая сдвиговая компонента, однако в окончательных решениях она отсутствует.

После фиксации модельной плоскости субдукции задача сводится к перебору (путем проб и ошибок) различных возможных наборов многоугольников-субочагов и выбору оптимального из них, наилучшим образом соответствующего данным о погружении берега. Каждый шаг перебора состоит из двух частей. Сначала задается пробная форма субочагов. Это может быть либо сетка прямоугольников, либо набор фигур более сложной формы, построенных исходя из априорной информации о структуре региона. После фиксации формы субочагов оставшаяся часть решения обратной задачи является линейной относительно величин подвижек в каждом из них. Коэффициенты соответствующей системы уравнений находятся путем вычисления полей отдельных субочагов при подвижке равной единице. Система часто оказывается плохо обусловленной. Поэтому при обращении ее (умножением на псевдообратную матрицу) использовались дополнительные ограничения. В частности отбраковывались решения содержащие встречные подвижки.

Был промоделирован очаг палеоземлетрясения, произошедшего между 738 и 965 гг. н.э. (1150 – 1250 ¹⁴С л.н.), для которого имеются наиболее полные данные. Амплитуды опусканий побережья для двух других палеоземлетрясений лежат в тех же пределах.

Простейший однородный очаг, охватывающий всю выбранную область, позволяет оценить влияние формы береговой линии на опускания. Во внутренней части Авачинского залива берег отодвигается на северо-запад поперек общего простирания камчатских структур, располагаясь примерно на 30 км дальше от модельного очага, чем в южных районах. Такое расположение, действительно должно приводить к уменьшению амплитуды косейсмических опусканий. Однако расчет показывает, что это изменение составляет максимум 1 м, в то время как данные наблюдений фиксируют скачок амплитуд более чем на 2 м. Таким образом, причина скачка, по-видимому, содержится и в изменении характеристик очага в направлении общего простирания.

При более детальном выборе субочагов полный очаг первоначально разбивался в обоих направлениях на неравные прямоугольные ячейки. Однако выяснилось, что при имеющемся расположении точек наблюдений возможно устойчиво оценить не более 2-х независимых параметров. Во всех рассмотренных примерах эффективный ранг построенной системы линейных уравнений был равен 2 (третье сингулярное значение матрицы меньше первого на два порядка). В частности это означает, что возможно использовать разбиение только на два субочага.

Тем не менее, проведение границы между субочагами вблизи поперечной Авачинской зоны позволяет вполне удовлетворительно описать наблюдаемый скачок амплитуд опусканий берега. Мы провели данную границу по западному склону Авачинского каньона – основной структуры рельефа дна этого района. В [7] приблизительно здесь предполагается «присутствие тектонически активной в четвертичное время структуры СЗ простирания, прослеживаемой в пределах континентального склона». В нижней части склона граница проведена таким образом, чтобы ограничить с юга крайний хребет-барьер – структуру характерную для северного сегмента зоны субдукции.

В результате, предпочтительными оказались два различных решения, описывающие главные характеристики очага землетрясения, приведшего к опусканиям побережья. Первый вариант соответствует простейшему решению, содержащему единственный субочаг, охватывающий всю область, расположенную южнее выбранной «Авачинской границы». Оценка величины подвижки составила 24 м. В северный сегмент данный очаг не продолжается. На рис. 2 представлены: график соответствия исходным данным модельных опусканий, рассчитанных в точках наблюдений, и общая карта модельных вертикальных движений земной поверхности, соответствующая данному решению. Модель удовлетворительно описывает скачок амплитуд погружений, но предполагает, что в северной части Авачинского залива амплитуды монотонно убывают при удалении от очага. Последняя тенденция в исходных данных отсутствует, хотя, возможно, это связано с ошибками измерений.



Рис. 2. Модель с единственным очагом землетрясения, расположенным южнее Авачинской зоны: **a** – сравнение опусканий берега, рассчитанных в пунктах наблюдений с реальными данными, приведенными на рис. 1, **b** – карта модельных вертикальных движений района, вызванных данным модельным очагом. На карте, соответствующей рис. 1b: жирная линия – проекция очага на земную поверхность, белая стрелка (со значением в метрах) – подвижка висячего крыла разрыва в очаге модельного землетрясения

Второй вариант включает дополнительный субочаг, расположенный непосредственно севернее Авачинской границы (рис. 3). Моделирование показало, что для удовлетворительного описания скачка амплитуд погружений этот субочаг должен располагаться достаточно далеко от берега. Добавление третьего субочага, расположенного во внутренней части Авачинского залива, во всех рассмотренных примерах формально (в результате решения линейной системы) приводило к обратной сбросовой подвижке в его пределах. Учитывая наложенное ограничение на направление подвижки, это означало принятие для нее нулевого значения, то есть исключение третьего субочага. Следовательно, полный модельный очаг не распространяется под внутреннюю часть Авачинского залива.



Рис. 3. Модель с двумя субочагами, расположенными по разные стороны Авачинской зоны. Обозначения аналогичны рис. 2

Таким образом второй субочаг построен только под внешними областями залива, где располагается хребет-барьер (хребет Шатского), протянувшийся вдоль желоба. Северо-западная граница второго субочага выбрана исходя из структуры дна Авачинского залива. В его внутренней части располагается котловина, параллельная хребту-барьеру. Ограничение субочага приблизительно соответствует границе положительной и отрицательной структур, выраженной разломами на дне Авачинского залива [8].

Добавление второго субочага позволяет точнее, чем в первой модели, описать наблюдаемые опускания берега в северо-западной части Авачинского залива. Оценки подвижек в двух субочагах

результирующей модели: 22 м для южного, 28 м для северного. Продолжение первого субочага в южном направлении, либо второго в северном, слабо влияет на амплитуды опусканий на участке побережья, для которого мы имеем данные наблюдений.

Полученные модели позволяют оценить магнитуду палеоземлетрясения, приведшего к изучаемым погружениям побережья. Для этого сейсмические моменты субочагов вычисляются по их площади и оцененной подвижке. Для результирующей модели, состоящей из двух субочагов, такая оценка магнитуды равна 9.2. При интерпретации палеодеформаций побережья обычно трудно разделить ко- и постсейсмические процессы. Если предположить, что их амплитуды приблизительно равны, то оценка магнитуды должна быть уменьшена на 0.2-0.3. Кроме того следует учесть, что данная оценка является нижней, поскольку расширение модельного очага к северу или югу, приведет к возрастанию его магнитуды, но не скажется на качестве соответствия модели и данных. Окончательно получим оценку магнитуды рассматриваемого палеоземлетрясения M > 9.

Идентифицированное по геологическим данным землетрясение, по-видимому, относится к сильнейшим из произошедших в Камчаткой зоне субдукции за последние несколько тысяч лет. Соответственно, две представленные гипотетические модели могут иметь несколько различную тектоническую интерпретацию. В первом варианте можно предположить, что для сильнейших землетрясений Камчатки наибольший сброс тектонических напряжений происходят только в южном сегменте зоны субдукции (южнее поперечной Авачинской зоны), относительно запертом в промежутке времени между главными событиями.

Вторая гипотеза подразумевает, что очаги сильнейших событий могут распространяться и севернее. Экстраполируя полученные результаты, можно предположить, что для них в пределах северного сегмента зоны субдукции основные подвижки происходят только в ее внешней части (между внутренним краем хребтов-барьеров и глубоководным желобом). Меньшая ширина очагов (при сравнимых подвижках) может объяснять в целом меньшие амплитуды цунами в северном сегменте [6], по сравнению с южным. Тем не менее, вторая гипотеза на сегодня не достаточно обоснована. Для ее проверки необходимы специальные работы по изучению и интерпретации вертикальных движений побережья на северном сегменте Камчатской зоны субдукции.

Работа поддержана РФФИ, грант № 15-05-02651-а.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

2. Геология СССР. Том ХХХІ. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964.

3. Единая информационная система сейсмологических данных Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН. [Электронный pecype]. URL: http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/information.php

4. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. С. 10–27.

5. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит) // Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.

6. Пинегина Т.К. Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений тихоокеанского и беринговоморского побережий Камчатки по отложениям палеоцунами // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Петропавловск-Камчатский, 2014. 43 с.

7. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

8. Селиверстов Н.И. Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2013. 162 с.

9. Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. V. 12. № 11. 2011. DOI: 10.1029/2011GC003751.

10. Burgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // JGR. V. 110. № B07405. 2005.

11. Global CMT Catalog Search. [Электронный ресурс]. URL: http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html

12. *Lander A.V., Shapiro M.N.* Origing of the Kamchatka Subduction Zone // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region, AGU Geophysical Monograph Series. V. 172. 2007. P. 57–64.

13. MacInnes B.T., Weiss R., Bourgeois J., Pinegina T.K. Slip Distribution of the 1952 Kamchatka Great Earthquake based on near-field tsunami deposits and historical records // BSSA. 2010. V. 100. P. 1695–1709.

14. *Okada Y*. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // BSSA. 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.

АКТУАЛЬНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГНСС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РАННЕГО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Нечаев Г.В.^{1, 2}, Шестаков Н.В.^{1, 2}

¹Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток, henley_grange@mail.ru ²Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток

Введение

Восточная часть Японского моря характеризуется высокой мелкофокусной сейсмической активностью. Вдоль западного побережья островов Хонсю, Хоккайдо и Сахалин регулярно происходят землетрясения с магнитудой до 7.8, часть из которых инициируют цунами. Только в ХХ веке произошло четыре таких события. К примеру, цунами 1993 г., произошедшее вблизи о. Хоккайдо привело к гибели более 200 человек в Японии и значительному материальному ущербу в Приморском крае.

В настоящее время в Японии, США и других странах активно разрабатываются комплексные системы предупреждения о цунами, важную роль в которых играют ГНСС-технологии [10, 12]. Детектирование в режиме реального времени косейсмических смещений земной поверхности сетями непрерывно действующих ГНСС-станций, позволяет оперативно моделировать параметры очага землетрясения, вычислять смещения морского дна, определять параметры волны цунами и её потенциальное воздействие на береговую инфраструктуру.

Очаги землетрясений Японского моря характеризуются большими углами падения сейсмофокальной плоскости (40°–50°), по сравнению с механизмами землетрясений вблизи тихоокеанского побережья Японии [14]. Механизмы очагов япономорских землетрясений носят, преимущественно, взбросовый и, согласно некоторым источникам [13, 14], сбросовый характер. Данные условия приводят к большим смещениям морского дна в эпицентральной области и возникновению цунами при меньшей магнитуде, чем в Тихом океане, где характерный механизм землетрясений – пологий надвиг.

В данной работе, используя известные параметры очагов цунамигенных землетрясений, рассчитаны косейсмические смещения вблизи и на побережье Японского моря. Анализ этой информации позволяет изучить вопрос о возможности и целесообразности использования ГНССметодов для оперативного моделирования параметров очага цунамигенного землетрясения в акватории Японского моря.

Вычисление косейсмических смещений земной поверхности

Используя параметры очагов землетрясений из научной литературы, рассчитаны косейсмические смещения на земной поверхности в япономорском регионе, а также на пунктах действующих ГНСС-сетей GEONET (Япония), ДВО РАН – ДВФУ (Россия) и Республики Корея. Расчёты производились в программе STATIC1D [15]. Всего было обработано семь землетрясений: землетрясение вблизи п-ова Шакотан (о. Хоккайдо) 1940 г. с $M_w = 7.5$, землетрясение Ога 1964 г. с $M_w = 7.0$, Япономорское 1983 г. с $M_w = 7.7$, Ниигатское 1964 г. с $M_w = 7.5$, Монеронское 1970 г. с $M_w = 7.3$, Приморское 1990 г. с $M_w = 5.9$, землетрясение Нансей 1993 г. с $M_w = 7.8$. При отсутствии необходимых для расчётов параметров очагов землетрясений, использовались пересчетные оценки из известных эмпирических соотношений.

Шакотанское землетрясение 1940 г. Землетрясение произошло возле полуострова Шакотан о. Хоккайдо (Shakotan-oki) 1 августа 1940 г., $M_w = 7.5$. Параметры очага приведены в статье [14]: плоскость сейсморазрыва протяженностью 100 км падает на восток под углом 40°. Механизм очага – взброс [4, 8, 17]. Максимальные рассчитанные смещения составляют около 3 см в горизонтальной и 1.5 см в вертикальной плоскости и приходятся на северную и западную части о. Хоккайдо (рис. 1). В российском сегменте максимальные горизонтальные смещения до 6–7 мм соответствуют восточному побережью Приморского края, вертикальные смещения незначительны (менее 1 мм). На Корейском полуострове смещения менее 1 мм по обоим компонентам.

Землетрясение Ога 1964 г. Землетрясение Ога (Oga-oki) $M_w = 7.0$ произошло 7 мая 1964 г. вблизи северо-западной оконечности о. Хонсю, механизм – взброс [4, 8]. Параметры плоскости разрыва представлены в статье [3]. Максимальные рассчитанные смещения достигают 5.5 см по

горизонтали и 1.5 см по вертикали на северо-западном побережье о. Хонсю. На материковой части региона смещения не значительны.

Ниигатское землетрясение 1964 г. Землетрясение произошло к западу от г. Ниигата 16 июня 1964 г., $M_w = 7.5$. Согласно работам [4, 13] плоскость сейсмодислокаций размерами 80×30 км падает на восток под углом 34°. Механизм очага – взброс. Смещения охватывают всю северную половину о. Хонсю и достигают 45 см по горизонтали и 38 см по вертикали на его западном побережье. На Корейском п-ове и российском сегменте региона смещения незначительны по обеим компонентам.

Монеронское землетрясение 1971 г. Землетрясение с магнитудой $M_w = 7.3$ [4] произошло 6 сентября 1971 г. к северо-востоку от о. Монерон, вблизи о. Сахалин. Согласно [1] плоскость сейсморазрыва падает на восток под углом 75°, механизм очага – взброс с незначительной сдвиговой компонентой. Размеры плоскости – 70×25 км – приведены в статье [14]. В Японском сегменте, на севере о. Хоккайдо максимальные расчётные смещения не превосходят 6 мм как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. На о. Монерон горизонтальные сдвиги достигают 20 см, вертикальные – 8 см. Также, вся юго-западная оконечность о. Сахалин подвержена смещениям до нескольких сантиметров по горизонтали и вертикали. Горизонтальные смещения на юго-восточном побережье Хабаровского края не превышают 5 мм, вертикальные – незначительны (рис. 2). На Корейском полуострове смещения практически отсутствуют.



Рис. 1. Горизонтальные косейсмические смещения земной поверхности, рассчитанные для япономорского региона по параметрам Шакотанского землетрясения 1940 г.



Рис. 2. Горизонтальные косейсмические смещения земной поверхности, рассчитанные по параметрам Монеронского землетрясения 1971 г.

Япономорское землетрясение 1983 г. Землетрясение 26 мая 1983 г., $M_w = 7.8$ [15, 17] произошло вблизи северо-западной оконечности о. Хонсю. Согласно работе [15] область сейсморазрыва может быть удовлетворительно описана смещением по двум плоскостям, падающим на восток под углом 30°. Механизм – чистый взброс [15]. Максимальные рассчитанные смещения достигают 44 см в горизонтальной плоскости и 15 см по вертикальной компоненте на северо-западе о. Хонсю. На российском сегменте исследуемой территории горизонтальные смещения не

превосходят 4 мм на юго-восточном побережье Приморского края. На Корейском полуострове горизонтальные смещения не превышают 2 мм (рис. 3).



Рис. 3. Горизонтальные косейсмические смещения земной поверхности, рассчитанные по параметрам Япономорского землетрясения 1983 г.



Рис. 4. Горизонтальные косейсмические смещения земной поверхности, рассчитанные для япономорского региона по параметрам землетрясения Нансей 1993 г.



Рис. 5. Горизонтальные косейсмические смещения земной поверхности, рассчитанные для ГНСС-сетей GEONET и ДВО РАН–ДВФУ по параметрам землетрясения Нансей 1993 г.

Приморское землетрясение 1990 г. Землетрясение 13 ноября 1990 г. $M_w = 5.9$ произошло в 50 км от северо-восточного побережья Приморского края [11]. Направление простирания сейсморазрыва и механизм очага взяты из работы [11]. Наблюдался взброс с незначительной сдвиговой компонентой. Размеры плоскости сейсморазрыва и смещения в очаге были определены по эмпирическим соотношениям из [6, 7].

Длина плоскости сейсморазрыва L и смещение в очаге D определялось по формулам (1)-(4).

В соответствии с [7]:

$$D = 4.0 \times 10^{-5} L, \tag{1}$$

где

$$L = \sqrt{2S} , \qquad (2)$$

$$S = (M_0 / 1.33 \times 10^{15})^{2/3}.$$
 (3)

Согласно [6]:

$$M_{\rm w} = (\log M_0 / 1.5) - 6.07. \tag{4}$$

Альтернативное решение механизма очага приводится в работе [2]. Приводимые в ней магнитуда *MLH* = 6.8 и длина сейсморазрыва – 24.5 км – значительно превышают параметры из статьи [11] и GCMT. Расчёты показали отсутствие значительных смещений в регионе.

Землетрясение Нансей 1993 г. Землетрясение Нансей (Nansei-oki), $M_w = 7.8$, произошедшее 12 июля 1993 г. вблизи юго-западной оконечности о. Хоккайдо породило цунами, дошедшее до берегов Приморья и Кореи. Для расчётов поля косейсмических смещений земной поверхности использовались параметры, приведённые в статье [17]. Из представленных в работе решений была выбрана пяти-плоскостная модель очага землетрясения. Механизм, согласно решению СМТ – чистый взброс. Рассчитанные смещения достигают максимальных значений на о. Окусири и юго-западе о. Хоккайдо достигая 20 см в горизонтальной плоскости и 22 см по вертикали. В Приморском крае максимальные смещения приходятся на его восточное побережье и доходят до 6 мм в горизонтальной плоскости (рис. 4, рис. 5), но менее 1 мм по вертикали. Для корейских станций смещения практически отсутствуют.

Обсуждение

Сильные мелкофокусные землетрясения с магнитудами $M_w = 7-7.8$, происходящие на восточной окраине Японского моря порождают косеймические смещения земной поверхности, охватывающие практически весь япономорский регион, с максимальными величинами, локализующимися в западной и северо-западной областях о. Хонсю и о. Хоккайдо и достигающими около полуметра в горизонтальной и примерно 40 см в вертикальной плоскостях. Плотно покрывающая Японские острова ГНСС-сеть GEONET вполне способна оперативно выявлять большую часть таких смещений.

В российском сегменте территорий, прилегающих к акватории Японского моря, наибольшие величины смещений наблюдаются на восточном побережье Приморья и не превосходят 7 мм по горизонтали и 2 мм по вертикали. При современном уровне развития измерительной инфраструктуры на юге Дальнего Востока РФ и методики обработки данных ГНСС-наблюдений такие величины косейсмических смещений не могут быть оперативно и надёжно выявлены и использованы для моделирования очага землетрясения. Однако на о. Сахалин сдвиги могут достигать 7–10 см как по горизонтали, так и по вертикали.

Максимальные горизонтальные смещения на Корейском полуострове для всех рассмотренных сейсмических событий не превосходят 2 мм, что также недостаточно для их быстрого выявления, следовательно, сеть полуострова не может принести полезной информации для оперативного определения параметров очага землетрясения и последующего моделирования цунами. Однако, в перспективе, при улучшении точности определения координат ГНСС-методами в режиме реального времени, данные о косейсмических смещениях на территории Приморья и острова Сахалин могут быть использованы в совокупности с данными ГНСС-сети GEONET для оперативного моделирования очага землетрясения и раннего предупреждения о цунами.

Заключение

В работе рассчитаны косейсмические смещения земной поверхности в япономорском регионе, генерируемые наиболее сильными историческими цунамигенными землетрясениями, произошедшими в Японском море. Выявлено, что ГНСС-сеть GEONET, покрывающая Японские острова, уже может использоваться для оперативного прогноза угрозы цунами в результате мощного подводного землетрясения у западного побережья Японии. Смещения в российском сегменте могут достигать сантиметровой величины, однако редкое расположение станций сети ДВО РАН–ДВФУ и недостаточная точность определения координат ГНСС-пунктов в реальном времени пока не позволяют оперативно использовать их для решения задач раннего предупреждения о цунами. Тем не менее, для отдельных событий, возникающих в северной части Японского моря, а также в непосредственной близости от побережья Приморского и Хабаровского края и о. Сахалин, уже функционирующие российские ГНСС-сети могут быть использованы уже сейчас. Актуальным представляется исследование вопроса об их сгущении в районах локализации максимальных косейсмических смещений от известных исторических и потенциальных сильных коровых землетрясений.

Настоящая работа частично поддержана грантом РФФИ № 17-55-53110 ГФЕН а.

Список литературы

1. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 252 с.

2. Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В. Динамические параметры очага, сейсмогенные подвижки и макросейсмический эффект Приморского землетрясения 13 ноября 1990 г. // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Том 6. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 1997. С. 39–44.

3. *Abe K*. Fault model of the 1964 Off Oga Earthquake as a tsunami source // Bulletin of The Nippon Dental University General Education. V. 41. 2012. P. 19–24.

4. *Abe K*. Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1985. V. 38. P. 214–223.

5. *Abe K*. Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964 // Journal of Physics of the Earth. 1975. V. 23. P. 349–366.

6. *Blewitt G. et al.* GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems // Journal of Geodesy. 2008. P. 335–343.

7. Bormann P. New manual of seismological observatory practice. Potsdam: GeoForschungsZentrum Potsdam, 2002. 1252 p.

8. *Fukao Y.*, *Furumoto M.* Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea // Tectonophysics. 1975. V. 25. P. 247–266.

9. Geological hazards in the project area // Sakhalin Energy Investment Company. Chapter 8. P. 1–69.

10. *Melgar D. et al.* Local tsunami warnings: perspectives from recent large events // Geophysical Research Letters. 2016. P. 1–23.

11. Nakanishi I., Motoya Y. The November 13, 1990 earthquake off the coast of the Primorskij region, the eastern Russia // Geophysical Research Letters. 1999. V. 19. № 6. P. 549–552.

12. *Ohta Y. et al.* Quasi real-time fault model estimation for near-field tsunami forecasting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0) // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. P. 1–16.

13. *Satake K., Abe K.* A fault model for the Niigata, Japan, earthquake of June 16, 1964 // Journal of Physics of the Earth. 1983. V. 31. P. 217–223.

14. *Satake K*. Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1986. V. 43. P. 137–147.

15. *Satake K*. The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1985. V. 37. P. 249–260.

16. STATIC1D. [Электронный pecypc]. URL: https://earthquake.usgs.gov/research/ software/#STATIC1D

17. *Tanioka Y. et al.* Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data // Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. № 1. P. 9–12.

ПОКАЗАТЕЛИ РАБОТЫ РИОЦ «ПЕТРОПАВЛОВСК» В РАМКАХ СЛУЖБЫ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ И СЛУЖБЫ СРОЧНЫХ ДОНЕСЕНИЙ В 2016–2017

Ототюк Д.А., Помазная Т.В., Скоркина А.А., Дрознин Д.В., Чебров Д.В. Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, oppets2@emsd.ru

Введение

Службу предупреждения о возможности цунами с момента организации этой службы в г. Петропавловск-Камчатский выполняет сектор «Петропавловск-Цунами» (Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН), совместно с ФГБУ «Камчатское УГМС».

Дежурный персонал сектора «Петропавловск-Цунами» осуществляет регистрацию и обработку землетрясений Камчатки, Дальнего Востока и мира в трех режимах работы, а именно:

– отложенный режим работы (составление бюллетеня опорной станции «Петропавловск» [4]);
 – оперативный режим работы, как Служба срочных донесений (ССД);

– оперативный режим работы, как Служба предупреждения о возможности цунами (СПЦ).

Сеть сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке для задач СПЦ по состоянию на 2017 г. состоит из 5 опорных сейсмических станций (ОЦС), 6 вспомогательных сейсмических станций (ВЦС), 16 пунктов регистрации сильных движений (ПР СД), данные которых в режиме реального времени перелаются в три региональных информационно-обрабатывающих центра (РИОЦ) ФИЦ ЕГС РАН «Петропавловск», «Южно-Сахалинск», «Владивосток» [3]. Кроме того, для работы привлекаются станции Камчатской региональной сейсмической сети, Сахалинской региональной сейсмической сети, Сахалинской региональной сейсмической сети, Камчатской региональной сейсмической сети, Сахалинской сети, Сахалинской региональной сейсмической сети, Сахалинской региональной сейсмической сети, Сахалинской региональной сейсмической сети, Сахалинской сети, Саха

Организация работы в рамках Службы предупреждения о возможности цунами

В ходе работ по развитию технического оснащения СПЦ был создан эффективный комплексный инструмент: «Обзорная панель оператора». Обзорная панель позволяет операторам дежурной смены отслеживать развитие сейсмического процесса, получать информацию о работе РИОЦ «Южно-Сахалинск», «Владивосток» и других сейсмических агентств, например Службы срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН (г. Обнинск), оперативных каталогов NEIC USGS и EMSC.

Обзорная панель состоит из (1) дисплеев реального времени (ДРВ); (2) программы автоматической обработки (алгоритм Д. В. Дрознина); (3) программы, отображающей текущую инструментальную интенсивность в пунктах установки приборов сильных движений [2]; (4) оперативного каталога, объединяющего поступающие решения из NEIC и EMSC; (5) интерактивной рабочей таблицы оператора, в которую сводятся решения каждого из Дальневосточных РИОЦ и других агентств, принимающих участие в обработке текущего события.

Оперативность мониторинга сейсмической активности обеспечивается как визуальным контролем ДРВ операторами дежурной смены, так и средствами автоматической сигнализации, срабатывающей в случае превышения заданного порога амплитуд на одной из станций. При регистрации сильного землетрясения в ближней зоне любой из сейсмических станций, входящих в СПЦ, дежурная смена обязана не позднее двух минут от момента регистрации землетрясения передать в Центр цунами сообщение о происходящем сильном землетрясении. По оптимальному набору сейсмических станций в программе DIMAS [1] производится определение параметров сильного землетрясения (координаты эпицентра, время в очаге, глубина гипоцентра), а также его магнитуда по поверхностным волнам (по опорной станции «Петропавловск», РЕТ (M_S^{PET}) или сетевая $M_S(20R)$ [6]). Передача сообщения в Центр цунами (ФГБУ «Камчатское УГМС») осуществляется в течение семи (или 10, 20, 30, 40) минут для эпицентральных расстояний (до станции РЕТ) до 200 (или 1000, 2000, 3000 и 4000) км, соответственно.

По действующим регламентам сектор «Петропавловск-Цунами» передает по схемам оповещения сообщения о вероятном возникновении цунами (т.е. объявление тревоги цунами), согласно магнитудно-географическому критерию, при подводных землетрясениях с магнитудой $M_{\rm S}^{\rm PET} \ge 6.5$ (или $M_{\rm S}(20{\rm R}) \ge 7.0$) в радиусе до 1000 км от станции РЕТ.

Организация работы в рамках Службы срочных донесений

В рамках работы ССД дежурная смена ведет мониторинг сейсмической обстановки:

– в Камчатском крае: оперативная обработка землетрясений с магнитудой $M_{\rm S} \ge 4.5$ в радиусе до 1000 км от станции РЕТ, а также землетрясения с магнитудой $M_{\rm S} \ge 4.0$ на удалении до 200 км от станции РЕТ.

– в Дальневосточном регионе: землетрясения с магнитудой $M_{\rm S} \ge 5.0$ в радиусе до 2200 км от станции РЕТ;

 – в Тихоокеанском регионе: сообщения с параметрами землетрясений с магнитудой M_S ≥ 6.0 передаются в Центр Цунами; а также

– режим «мониторинг», который включает в себя поступающие решения для землетрясений, не попадающим по магнитудному критерию под регламент ССД (соответственно, без строгого ограничения по времени).

С ноября 2015 г. в оперативном режиме осуществляется рассылка (не позднее, чем через 20 мин от времени начала регистрации землетрясения) бланков определенной инструментальной интенсивности [2], для пунктов с установленными приборами сильных движений, по городу при $I \ge 1$ и по Камчатскому краю при $I \ge 3$.

Результаты работы в 2016 г. и первом полугодии 2017 г.

За период 01.01.2016–31.12.2016 было подано 276 срочных донесений. Из табл. 1 видно, что требованиям Службы срочных донесений соответствует около 8% от общего количества землетрясений, зарегистрированных на станции «Петропавловск» (РЕТ).

В рамках мониторинга сейсмической обстановки по Дальневосточному региону (2200 км от Петропавловска-Камчатского) в 2016 г. обработано 1728 землетрясений. Из них требованиям Службы срочных донесений соответствует 142.

so coobinini, copuceranibili ne crandini i Er, sa nephod c orieri.2010 ne						
	Бюллетень станции «Петропавловск»	ССД РИОЦ «Петропавловск»				
$\Delta_{ m PET}$ < 200 км:	903	26				
200 км < _{∆рет} < 2200 км:	825	116				
$\Delta_{ m PET}$ > 2200 км	1931	134				
Всего землетрясений	3659	276				

Таблица 1. Количество событий, обработанных по станции РЕТ, за период с 01.01.2016 по 31.12.2016

В 2016 г. в Дальневосточном регионе (до 2200 км) произошло 9 землетрясений (табл. 2) с магнитудой по поверхностной волне, по опорной станции, более 6.0 ($M_{\rm S}^{\rm PET} > 6.0$). В том числе, в зоне ответственности СПЦ (до 1000 км от РЕТ) произошли два события с морскими координатами. Все землетрясения обработаны согласно действующим нормативам (рис. 1–3). Тревога цунами в 2016 г. не объявлялась.

Таблица 2. Землетрясения с *M_S* > 6.0 за период с 01.01 2016 по 31.12.2016

N⁰	Дата и время	φ,°	λ,°	Н, км	$M_8^{\rm PET}$	Время обработки	Δ_{PET} ,°
1	2016/01/11 17:08	44.41	141.14	250	6.0	00:12:37	14.3
2	2016/01/14 03:25	41.93	142.89	78	6.7	00:11:02	15.3
3	2016/03/12 18:06	50.85	-172.52	19	6.2	00:14:32	17.8
4	2016/03/20 22:50	54.11	163.17	59	6.0	00:05:12	2.9
5	2016/08/14 11:15	50.37	142.32	24	6.1	00:10:00	10.4
6	2016/08/20 09:01	40.46	143.58	55	6.3	00:13:34	16.2
7	2016/08/20 15:58	40.48	143.60	15	6.1	00:13:01	16.2
8	2016/09/05 22:54	54.43	168.72	72	6.1	00:05:37	6.1
9	2016/11/21 20:59	37.38	141.59	2	6.8	00:15:24	19.6

За период с 01.01.2017 по 31.07.2017 было подано 140 срочных донесений. Из табл. 3 видно, что требованиям Службы срочных донесений соответствует около 7% от общего количества землетрясений, зарегистрированных на станции «Петропавловск».

В рамках мониторинга сейсмической обстановки по Дальневосточному региону (2200 км от РЕТ) в 2017 г. обработано 1071 землетрясение. Из них требованиям Службы срочных донесений соответствует 99.

В 2017 г. в Дальневосточном регионе произошло 5 землетрясений (табл. 4) с магнитудой по поверхностной волне более 6.0 ($M_s^{PET} > 6.0$). Все землетрясения обработаны согласно действующим нормативам (рис. 1–3). В зоне ответственности СПЦ (до 1000 км от РЕТ) произошли три землетрясения, относящиеся по магнитудно-географическому критерию к цунамигенным ($\mathbb{N} \ 1 \ [5]$, $\mathbb{N} \ 3$ и $\mathbb{N} \ 5$ в табл. 4). Тревога цунами объявлялась во всех трех случаях.

Таблица 3 Количество событий, обработанных по станции РЕТ, за период с 01.01.2017 по 31.07.2017

	Бюллетень станции	ССД РИОЦ
	«Петропавловск»	«Петропавловск»
$\Delta_{ m PET}$ < 200 км:	425	12
$200 \ m km < \Delta_{ m PET} < 2200 \ m km$:	636	87
$\Delta_{\rm PET}$ > 2200 км:	822	41
Всего землетрясений:	1893	140

Таблица 4. Землетрясения с *M*_S > 6.0 за период с 01.01 2017 по 31.07.2017

N⁰	Дата и время	φ,°	λ,°	Н, км	$M_{ m S}^{ m PET}$	Время обработки	$\Delta_{\text{PET}},^{\circ}$
1	2017/03/29 04:09:20	57.00	163.49	43	6.7	00:04:40	4.9
2	2017/05/08 17:00:47	51.65	-178.96	29	6.5	00:14:17	13.7
3	2017/06/02 22:24:48	54.20	170.24	14	6.7	00:08:48	6.9
4	2017/07/17 11:05:02	54.39	168.94	43	6.3	00:06:34	6.2
5	2017/07/17 23:33:58	53.94	169.89	6	7.6	00:08:34	6.7



Рис. 1. Гистограммы распределения расхождения в оценках координат эпицентров за период с 01.01.2016 г. по 31.07.2017 г., полученных сектором «Петропавловск-Цунами» в режиме ССД и: (*a*) итоговым каталогом КФ ФИЦ ЕГС РАН, (*б*) Службой срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН (г. Обнинск), (*в*) NEIC



Рис. 2. Гистограммы распределения времени реакции на землетрясения за период с 01.01.2016 г. по 31.07.2017 г. в зоне 200 км от опорных станций СПЦ: (*a*) в режиме ССД и (б) в режиме «мониторинг»



31.07.2017 г. в зоне ответственности СПЦ (до 1000 км): (*a*) в режиме ССД и (б) в режиме «мониторинг»

Сектор «Петропавловск-Цунами» выполняет задачи в рамках ССД и СПЦ круглосуточно и непрерывно в оперативном режиме, что подразумевает жесткие временные рамки. Поэтому следует ожидать, что в таких условиях неизбежны некоторые ошибки в определении параметров землетрясений, в том числе и координат.

Под точностью оценки координат следует понимать расхождение оценок, полученных в оперативном режиме относительно неких «истинных» координат. Поскольку понятие «истинных» координат достаточно условно, для подобного анализа выбирается референсный источник данных, в нашем случае – другое сейсмическое агентство. Для иллюстрации качества оценки координат землетрясений в оперативном режиме, в качестве референсных данных были выбраны оценки итогового каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН (рис. 1*a*), Службы срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН (рис. 1*б*) и NEIC (рис. 1*в*). Видно, что 90% расхождений не превышают 40 км.

В табл. 5 (и на рис. 3) сведены параметры распределений ΔT для зоны ответственности СПЦ (до 1000 км от РЕТ). Медианное значение для этой зоны составляет 5.02 мин; 75% событий обработаны за время менее 7 минут; 90% событий обработаны за время менее 10 минут.

Таблица 5. Параметры распределения времени реакции РИОЦ «Петропавловск» в режиме ССД в зоне до 1000 км от станции «Петропавловск» (Т^{1000км}) за период с 01.01 2016 г. по 31.07.2017 г.

	Т ^{1000км} , мин
X _{0.5}	5.02
X _{0.75}	6.5
X _{0.90}	8.3

Список литературы

1. Дрознин Д. В., Дрознина С. Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3.С. 22–34.

2. Дрознин Д. В., Чебров Д. В., Дрознина С. Я., Ототюк Д. А. Автоматизированная оценка интенсивности сейсмических сотрясений по инструментальным данным в режиме квазиреального времени и ее использование в рамках Службы срочных сейсмических донесений на Камчатке // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53. № 3. С. 5–19.

3. Чебров В. Н., Гусев А. А., Гусяков В. К., Мишаткин В. Н., Поплавский А. А. Концепция развития системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45. № 4. С. 41–57.

4. Чебров В. Н., Дрознин Д. В., Захарченко Н. З. и др. Опорная сейсмическая станция «Петропавловск» для службы предупреждения о цунами // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 1. С. 5–15.

5. *Чебров Д. В., Кугаенко Ю. А., Ландер А. В.* и др. Южно-Озерновское землетрясение 29.03.2017 г. с М_W = 6.6, К_S = 15.0, I = 6 (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. № 35. С. 7–21.

6. *Чубарова О. С., Гусев А. А., Ототюк Д. А., Скоркина А. А.* Региональные шкалы магнитуд по поверхностным волнам и их возможности для предупреждения о цунами // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Шестой научно-технической конференции.

ПАРАМЕТРЫ ЦУНАМИ И КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА (КАМЧАТКА) В ГОЛОЦЕНЕ

ПинегинаТ.К.¹, Базанова Л.И.¹, Зеленин Е.А.², Кожурин А.И.^{1, 2}

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, pinegtk@yandex.ru ²Геологический институт РАН, г. Москва

Введение

В настоящее время во многих странах мира изучают отложения палеоцунами, по ним восстанавливают интенсивность событий, воздействовавших на побережья на протяжении тысяч лет. Данный подход начал применяться с 90-х годов XX века, а после катастрофы в Индонезии в 2004 г. стал общепринятым. Методика позволяет получить подробную летопись сильных цунами за последние ~2–6 тыс. лет (в зависимости от направления и скорости тектонических движений на побережьях). Нижняя возрастная граница изучаемых палеоцунами обусловлена быстрым подъемом уровня моря в раннем голоцене, закончившемся к его середине [12]. Так, например 10–11 тыс. лет назад уровень моря был ниже современного на 40–50 м.

Обычно голоценовые морские аккумулятивные террасы на восточном побережье Камчатки имеют возраст около 1500–2000 лет [3], поэтому нам редко удавалось получить летопись палеоцунами для более древних событий. Основная задача данного исследования состояла в максимально возможном продлении каталога цунами, что на наш взгляд особенно важно для побережья Авачинского залива, где располагается рекреационная зона г. Петропавловска-Камчатского и прилегающих населенных пунктов.

В настоящей публикации мы впервые приводим сведения по повторяемости цунами на побережье Авачинского залива за последние ~4200 лет. Среди выявленных 33 сейсмических событий, три возникли от т.н. «мегаземлетрясений», сопровождавшихся помимо цунами, косейсмическими опусканиями и кратковременными этапами размыва морской аккумулятивной террасы на побережье Авачинского залива.

Методика исследований

На побережье залива, на участке длиной около 70 км, были проведены детальные исследования отложений цунами и косейсмических деформаций (рис. 1). Было измерено 9 топографических профилей, вдоль которых закладывались шурфы, и в них описывались геологические разрезы. В каждом шурфе вдоль измеренных топографических профилей мы идентифицировали отложения цунами, описывали их мощность, гранулометрический состав, слоистость и градационную сортировку, отбирали образцы и фотодокументировали стенки. Корреляция отложений цунами от шурфа к шурфу и их датирование проводились с помощью тефрохронологического метода [8]. Отложения цунами на изученном участке (рис. 1) представлены горизонтами чистого черного, иногда слоистого разнозернистого морского песка, идентичного пляжевому. Мощность отложений составляет 0.5–20 см, как правило, увеличиваясь по направлению к океану. Так как шурфы вдоль профилей закладывались часто (каждые 20–70 м), то шурф, в котором определенный горизонт отложений встречался в последний раз, можно считать находящимся приблизительно на линии максимального заплеска цунами.

Определив положение линии заплеска цунами на измеренном топографическом профиле, мы получали такие параметры как: 1) высота цунами на линии заплеска; 2) максимальная высота цунами между линией заплеска и урезом воды (по максимальной высоте берегового вала, находящегося между двумя этими линиями); 3) горизонтальный заплеск.

При оценках вертикальных и горизонтальных заплесков палеоцунами нами была выполнена реконструкция положения береговой линии, существовавшей на момент цунами. Для этого мы использовали горизонты вулканических пеплов, маркирующих поверхность голоценовых аккумулятивных террас на момент своего выпадения в ходе вулканического извержения [3, 6, 7, 11]. Методика реконструкций береговых линий детально описана в [3].

Необходимо отметить, что реальная «максимальная высота цунами» – на самом деле может быть несколько выше полученной нами оценки, так как мы не знаем высоты столба воды между

урезом и линией максимального заплеска. На линии же максимального заплеска высота цунами над земной поверхностью условно приравнивается к нулю.



Рис. 1. Район детальных исследований на побережье Авачинского залива (прямоугольник) в 2015–2017 гг. Названиями отмечены бухты к югу от Петропавловска-Камчатского, для которых имеются данные по палеоцунами и косейсмическим деформациям на основе работ проведенных ранее

В ходе исследований мы изучали строение морской аккумулятивной террасы и искали следы косейсмических опусканий, запечатленных в виде погребенных уступов размыва. Подробно о погребенных уступах и методах их идентификации см. в [3, 4].

Полученные результаты и обсуждение

В ходе проведенных экспедиционных исследований на морской аккумулятивной террасе на побережье Авачинского залива было заложено, описано и опробовано более 100 геологических шурфов; пробурены или вскрыты шурфами опорные торфяные разрезы, отобраны образцы тефры, отложений цунами и органики. На основе полученных данных была создана детальная тефростратиграфическая и геохронологическая шкала, выполнена реконструкция положения древних береговых линий, идентифицированы отложения цунами и следы косейсмических опусканий, сделаны оценки их повторяемости и параметров.

В опорных разрезах торфяников было выявлено 42 прослоя тефры, главную часть из них составляет тефра Авачинского вулкана (39 прослоев). Кроме тефры Авачинского вулкана в разрезах торфяников и почвенно-пирокластических чехлов присутствуют три горизонта транзитных пеплов крупнейших эксплозивных извержений удаленных вулканов. Это пеплы вулкана Ксудач и Опала

(кратер Бараний Амфитеатр), прослеженные от источников и датированные радиоуглеродным методом [8].

Вдоль 9 топографических профилей измеренных на берегу Авачинского залива, мы выявили отложения пяти исторических цунами (1737, 1792, 1841, 1923 и 1952 гг.) [5]. Всего на побережье Авачинского залива нами были обнаружены отложения 33 цунами, 28 из них относятся к доисторическим, 32 события произошли после выпадения тефры AB 3800 (~2250 г. до н.э.), а отложения самого древнего из выявленных здесь цунами залегают под этой тефрой, т.е. должны быть близки ей по возрасту (рис. 2). Более древняя летопись цунами здесь не сохранилась, в связи с отсутствием морской террасы соответствующего возраста. Это может быть связано с рядом факторов, среди которых основными являются повышение относительного уровня моря в среднем голоцене, и общее, хоть и незначительное, погружение центральной части побережья Авачинского залива на фоне периодически происходящих косейсмических опусканий.

Исторические землетрясения, сопровождавшиеся значительными цунами в Авачинском заливе, включали разные события, как по пространственному положению очагов (от южной части Кроноцкого залива до южной Камчатки), так и по магнитуде (в пределах M_W 8–9) [5]. Величина горизонтальных заплесков всех исторических цунами по всем профилям составляет от 180 до 480 м, величины вертикальных заплесков находятся в пределах 3.5–6.3 м. Любопытен факт, что проявления цунами 1952 и 1737 гг. (имевших катастрофический характер на южной Камчатке и северных Курильских островах) на побережье Авачинского залива не отличаются от «рядовых» событий с $M \sim 8-8.5$. По полученным данным оказалось, что параметры палеоцунами сопоставимы с параметрами сильнейших исторических цунами, т.е. за последние тысячелетия в данном районе не случалось событий, значительно превышающих по своей интенсивности исторические. Средняя повторяемость цунами для последних ~4200 лет составила118 лет.

В ходе исследований нами были выявлены следы трех косейсмических опусканий (произошедших в интервале 1100–1250, 2400–2450, 3300–3500 радиоуглеродных (¹⁴C), лет назад), запечатленных в строении морских аккумулятивных террас в виде погребенных уступов размыва (рис. 2). Они прослежены вдоль побережья Авачинского залива на протяжении около 70 км, для каждого уступа оценены величины амплитуды опускания, которые колебались в пределах от 0.3 до 1.3 м. Период времени между отдельными косейсмическими опусканиями составил ~1000–1200 лет (рис. 2).

Косейсмические опускания оказались сопоставимы по возрасту (одновозрастны?) с выявленными нами ранее [3] к югу от Петропавловска-Камчатского. Их амплитуды возрастают напротив южного сегмента зоны субдукции (на участке бухта Мутная – бухта Ушатная) до нескольких метров. Мы предположили, что выявленные на побережье Авачинского залива косейсмические деформации связаны с сильнейшими субдукционными землетрясениями ($M_w \sim 9$) с широкими очаговыми зонами напротив южной Камчатки.

На южной Камчатке и северных Курильских островах по имеющимся геологическим и историческим данным, цунами 1737 и 1952 гг. имели вертикальные заплески свыше 15–20 м и горизонтальные заплески свыше 1000 м [1–3, 10]. Кроме того, данные по палеоцунами для южной Камчатки [3] также свидетельствуют, что величины их вертикальных и горизонтальных заплесков для многих событий значительно превышали выявленные на берегу Авачинского залива и были сопоставимы либо превышали заплески 1952 и 1737 гг. Отмеченные особенности в распределении высот цунами вдоль побережья и амплитуд косейсмических деформаций позволили сделать предположение о том, что отрезок зоны субдукции напротив южной Камчатки способен генерировать более сильные землетрясения и цунами по сравнению с ее северным сегментом.

Вероятно, обнаруженные нами различия в параметрах цунами и амплитудах косейсмических опусканий связаны с вариациями параметров зоны субдукции вдоль Камчатки. Причиной вариации может быть предполагаемое [9] увеличение сцепления (coupling) между Тихоокеанской и Охотской плитами вдоль зоны субдукции в южном направлении.



Рис. 2. Геохронологическая шкала для побережья Авачинского залива: *1* – отложения цунами и их порядковый номер (для палеоцунами); для исторических цунами указан год нашей эры (AD), например, 1737; *2* – индекс тефры исторических извержений; *3* – индекс тефры доисторических извержений; *4* – калиброванный календарный возраст извержения, лет (ВС – до н.э., AD – н.э.) и погрешность его определения; *5* – косейсмические опускания

Выводы

1. На побережье Авачинского залива выявлены отложения 33 цунами, пять из которых зафиксированы в исторических летописях (1737, 1792, 1841, 1923, 1952 гг.), а 27 произошли в интервале между ~2250 г. до нашей эры и 1737 г. нашей эры. Для выявленных событий восстановлены вертикальные и горизонтальные заплески с учетом положения палеобереговых линий.

2. Выявлены и прослежены вдоль ~70-километрового участка побережья геологические следы косейсмических опусканий, произошедших 1100–1250, 2400–2450, 3300–3500 ¹⁴C, л.н.

3. Проведено сопоставление параметров цунами и амплитуд косейсмических опусканий на побережье Авачинского залива и вдоль южной Камчатки, сделан вывод о большем сейсмо- и цунамигенерирующем потенциале южного отрезка Камчатской зоны субдукции, вероятно связанного с увеличением сцепления (coupling) между Тихоокеанской и Охотской плитами в южном направлении.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 15-05-02651-а «Изучение голоценовых косейсмических деформаций побережья Авачинского залива (Камчатка) с целью оценки повторяемости субдукционных мегаземлетрясений ($M \sim 9$)», руководитель – Т. К. Пинегина.

Список литературы

1. Заякин Ю.Я., Лучинина А.А. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИМЦД, 1987. 50 с.

2. *Крашенинников С.П.* Описание земли Камчатки: Том первый. Императорская Академия наук, 1786. 250 с.

3. *Пинегина Т.К.* Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений тихоокеанского и беринговоморского побережий Камчатки по отложениям палеоцунами: Автореферат докт. дис. Москва, 2014. 43 с.

4. Пинегина Т.К., Базанова Л.И., Зеленин Е.А., Кожурин А.И. Выявление голоценовых мегаземлетрясений вдоль Курило-Камчатской зоны субдкции // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. Обнинск: ГС РАН. 2015. С. 373–377.

5. *Пинегина Т.К., Базанова Л.И.* Новые данные о параметрах исторических цунами на побережье Авачинского залива (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия: науки о Земле. 2016. № 3. С. 5–17.

6. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Серия: науки о Земле. 2012. № 1. С. 138–159.

7. Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В., Кожурин А.И., Буржуа Дж., Мартин Е.М. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. Серия: науки о Земле. 2010. № 1. С. 224–231.

8. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V. 47. P. 125–139.

9. Burgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // Journal Of Geophysical Research. 2005. V. 110. № B07405.

10. *MacInnes B.T., Weiss R., Bourgeois J., Pinegina T.K.* Slip distribution of the 1952 Kamchatka Great Earthquake based on near-field tsunami deposits and historical records // BSSA. 2010. V. 100. P. 1695–1709.

11. Pinegina T.K., Bourgeois J., Kravchunovskaya E.A., Lander A.V., Arcos M.E.M., Pedoja K., MacInnes B.T. A nexus of plate interaction: Segmented vertical movement of Kamchatsky Peninsula (Kamchatka) based on Holocene aggradational marine terraces // The Geological Society of America Bulletin. 2013 V. 125. №9/10. P. 1554–1568.

12. Woodroff S.A., Horton B.P. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific // Journal of Asian Earth sciences. 2005. V. 25 (1). P. 29–43.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ МАГНИТУД ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ И ИХ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ

Чубарова О.С.¹, Гусев А.А.^{1, 2}, Ототюк Д.А.², Скоркина А.А.²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, ochubarova@emsd.ru ²Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Введение

В период 2008–2017 гг. были созданы три новых региональных шкалы для магнитудной классификации землетрясений Дальнего Востока России по амплитудам поверхностных волн периодов 20, 40 и 80 с. Шкала $M_{\rm S}(20{\rm R})$, использующая периоды поверхностных волн в неширокой полосе периодов вблизи T = 20 с, позволяет сохранять историческую преемственность с классической шкалой $M_{\rm S}$ Гутенберга. Выделение этой полосы выполняется путем полосовой цифровой фильтрации. Использование шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ для изученного региона в интервале эпицентральных расстояний 20° –40° может быть рекомендовано как уточнение для этого диапазона расстояний стандартной шкалы $M_{\rm S}(20{\rm I}10{\rm J})$. Региональная шкала $M_{\rm S}(20{\rm R})$ была внедрена в службу оповещения о цунами дальнего Востока России и включена в алгоритм автоматического оперативного анализа данных БЛИЦ [5, 6, 8].

Достаточно успешный опыт эксплуатации шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ дал основания опробовать аналогичный подход для волн более длинных периодов. Нужда в магнитудных оценках такого рода связана с тем, что для задачи прогноза цунами, чем длиннее период волны, тем надежнее прогноз. Систематически возникают случаи, когда на периодах 20 с и короче излучение очага необычно низкое. В результате как магнитуда $M_{\rm S}BB$, так и несколько более эффективная магнитуда $M_{\rm S}(20{\rm R})$ дают искаженную, заниженную оценку цунамигенного потенциала землетрясений. Это случай так называемых цунами-землетрясений, для которых недооценка магнитуды (в терминах $M_{\rm W}$) может составлять 0.6–0.7, а возможно, и более. Для страховки от таких случаев пороговую магнитуду приходится снижать до уровня $M_{\rm S} = 7$, что неизбежно ведет к ненадежным оценкам опасности и, как следствие, к большому числу ложных тревог. Снизить их число, не ухудшая надежности выработки предупреждения – важная задача.

Шкалы $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ используют амплитуды поверхностных волн после полосовой фильтрации в нешироком диапазоне периодов вблизи периодов 40 и 80 с [3]. При построении калибровочных функций проводилась нормализация наблюденных амплитуд, для чего использовались теоретические спектральные функции, значения которых вычислялись для каждого события на основе моментной магнитуды $M_{\rm W}$ и частоты излома спектра («корнер-частоты»), оцененной по $M_{\rm W}$ на основе известных корреляционных зависимостей. Абсолютный уровень в формуле для вычисления магнитуды выбран так, что значения новых магнитуд – $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ численно близки к $M_{\rm W}$. Их использование позволит получить приемлемую оперативную оценку магнитуды $M_{\rm W}$ вплоть до $M_{\rm W} = 8.5$ –8.7 даже в условиях редкой сейсмической сети. Для более высоких магнитуд $M_{\rm W} = 8.8$ –8.9 найденные значения $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ будут являться оценками $M_{\rm W}$ снизу, что приемлемо для целей службы предупреждения о цунами.

Рассмотрена возможность применения региональных магнитудных шкал для уточнения оперативной оценки магнитуды промежуточных и глубоких землетрясений по данным поверхностных волн. Все три шкалы имеют четкую спектральную привязку, что дает им существенные преимущества при использовании в оперативном прогнозе цунами для побережий Дальнего Востока России.

Исходные данные

В качестве исходного материала в работе использованы записи 433 землетрясений северозападной части Тихоокеанского региона периода 1993–2009 гг. на 12 широкополосных цифровых сейсмических станциях (PET, YSS, MA2, YAK, KAM, ADK, TIXI, BILL, MDJ, INCN, ERM, MAJO), всего ~1500 трехкомпонентных записей каналов ВН. Цифровые записи землетрясений выбирались из архива IRIS DMC (http://www.iris.edu/dMs/wilber.htm) и из базы данных сектора «Петропавловскцунами» Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Глубина очагов землетрясений – до 70 км. Для построения магнитудной шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ отбирались только те землетрясения, для которых имелась оценка телесейсмической магнитуды $M_{\rm S}(20)$ в каталоге NEIC (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html), диапазон магнитуд использованных землетрясений от 4.0 до 8.2. Для шкал $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ – те, для которых имелась оценка моментной магнитуды $M_{\rm W}$ в каталоге GCMT (http://www.globalcmt.org/ CMTsearch.html). Диапазон магнитуд использованных землетрясений от 4.7 до 8.3. Для обработки исходной цифровой записи применялась программа DIMAS разработки Д.В. Дрознина [2].

Сейсмические станции и эпицентры землетрясений, записи которых были обработаны, представлены на рис. 1. Выделены две группы станций с разными калибровочными кривыми, условно названные: «континентальные» и «островодужные».



Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений северо-западной части Тихоокеанского региона (кружки) и цифровых сейсмических станций (треугольники), использованных при построении калибровочных функций: серые треугольники – «континентальные» станции, белые – «островодужные»

Региональная шала магнитуд по поверхностным волнам M_S(20R)

Методика построения магнитудной шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ версии 2014 г. подробно изложена в [10]. Первоначальные версии калибровочной функции шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ [8] исходили из предположения согласования с «Пражской формулой» на эпицентральном расстоянии $\Delta = 20^{\circ}$ (рис. 2), но это предположение оказалось неверным: при фиксированном значении $M_{\rm S}(20{\rm R})$ на телесейсмических расстояниях, при $\Delta > 20^{\circ}$ амплитуда поверхностных волн на дальневосточных станциях заметно ниже, чем предсказывают формулы Гутенберга или «Пражская». Именно такой вариант калибровочной функции используется в настоящее время в Службе предупреждения о цунами (рис. 2). На рис. 3 приведен последний (2014 г.) вариант калибровочных функций.



Рис. 2. Зависимость «приведенных амплитуд» поверхностных волн от расстояния для всех сейсмостанций: I - «приведенная» с.к. амплитуда; 2 - первоначальный вариант калибровочной кривой. Видно, что точки вблизи $\Delta = 20^{\circ}$ лежат ниже ломаной



Рис. 3. Калибровочные функции в варианте 2014 г.: *I* – для «континентальных» станций; *2* – для «островодужных»; 3 – по «Пражской формуле»

Для шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ получены невязки станционных оценок магнитуды относительно среднего по сети $\Delta M_{\rm st} = M_{\rm S}(20{\rm R})_{\rm st} - M_{\rm S}(20{\rm R})$ и невязки $\Delta M_{\rm stN} = M_{\rm S}(20{\rm R})_{\rm st} - M_{\rm S}(20)_{\rm NEIC}$ относительно $M_{\rm S}(20)_{\rm NEIC}$. Дополнительно нашли невязки среднесетевой магнитуды $M_{\rm S}(20{\rm R})$ относительно магнитуды $M_{\rm S}(20)_{\rm NEIC}$, обозначенные $\Delta M_{\rm N}$. В статистику среднесетевых магнитуд включали лишь землетрясения, зарегистрированные не менее, чем двумя сейсмостанциями. Полученные данные приведены в табл. 1 для сети в целом, а также отдельно для «островодужных» и «континентальных» групп станций.

Тип станций	Число Число станционных		$\varDelta M_{ m st}$ *	$\Delta M_{\rm stN}$		$\Delta M_{ m N}$	
событий		данных	σ	μ	σ	μ	σ
Bce	371	1584	0.17	0.01	0.22	0.00	0.17
«Островодужные»	366	1365	0.17	0.01	0.22	0.00	0.17
«Континентальные»	60	176	0.17	0.00	0.21	-0.01	0.17

Таблица 1. Параметры распределения средних невязок магнитуды

Примечания: μ – среднее, σ – стандартное уклонение.

Внедрение шкалы M_S20R) в практику РИОЦ Дальнего Востока

В состав Службы Предупреждения об угрозе Цунами на Дальнем Востоке России входят три подразделения: Региональный информационно-обрабатывающий центр (РИОЦ) «Петропавловск», РИОЦ «Южно-Сахалинск» и РИОЦ «Владивосток» [4, 6]. Согласно регламенту, каждый РИОЦ ориентируется на определение магнитуды *M*_S*BB*, по Ванеку-Соловьеву, полученной по своей одной опорной станции.

В период 2009–2011 гг. началось внедрение $M_{\rm S}(20{\rm R})$ в оперативную работу всех трех РИОЦ – и это стало первой единой шкалой для трех РИОЦ. $M_{\rm S}(20{\rm R})$ – *сетевая* оценка, которую каждый из РИОЦ получает по практически идентичному набору станций.

С тех пор по настоящее время, все три РИОЦ используют одну калибровочную кривую, единую для всех каналов и всех станций, версия 2009 г. (рис. 2). Магнитуда $M_{\rm S}(20R)$ определяется как для поверхностных, так и для промежуточных и глубоких очагов землетрясений. С ноября 2016 г. данные по $M_{\rm S}(20R)$ вносятся в бюллетень станции «Петропавловск» [4].

В табл. 2 приводятся сведения об оценках M_S(20R), полученных в РИОЦ Дальнего Востока.

РИОЦ	«Петропавловск»	«Южно-Сахалинск»	«Владивосток»
	2 712 (301)*	593 (294)*	1 273 (85)*
Диапазон <i>M</i> _S (20R)	3.0-8.3	3.0–7.9	3.0-7.7

Таблица 2. Количество полученных оценок M_S(20R) в оперативной работе

Примечание: в скобках приведено количество оценок магнитуды $M_{\rm S}(20{\rm R})$ для эпицентральных расстояний $\Delta > 20^{\circ}$, где калибровочные кривые $M_{\rm S}BB$ и $M_{\rm S}(20{\rm R})$ по версии 2009 г. совпадают.

В процессе внедрения магнитуды $M_{\rm S}(20{\rm R})$ в РИОЦ «Петропавловск» выявились как преимущества, так и некоторые ее недостатки. Магнитуда $M_{\rm S}(20{\rm R})$, наряду с классом $K_{\rm S}$, на первом этапе являлась дополнительным контролем традиционной магнитуды $M_{\rm S}^{\rm PET}$ при оперативной работе.

В случае, когда землетрясение, по разным причинам, не прописывается на опорной станции РЕТ, т.е. $M_{\rm S}^{\rm PET}$ не определяется, $M_{\rm S}(20{\rm R})$ – единственная шкала для определения магнитуды. За период с 01.01.2016 по 01.08.2017 гг. из 537 зарегистрированных землетрясений магнитуда $M_{\rm S}(20{\rm R})$ в оперативном режиме была определена для 447 событий, $M_{\rm S}^{\rm PET}$ – для 246, обе магнитуды – для 156 землетрясений.

Магнитуду $M_{\rm S}(20{\rm R})$ можно определить и в случае промежуточных или глубоких очагов землетрясений и получить дополнительную оценку моментной магнитуды $M_{\rm W}$. В работе [9] была изучена зависимость разности $dM = M_{\rm S}(20{\rm R}) - M_{\rm W}$ от H, глубины гипоцентра землетрясения. На основании зависимости dM(H), путем введения поправок за глубину, можно получить оценку $M_{\rm W}$. Например, для Жупановского землетрясения 30.01.2016 г. $M_{\rm W} = 7.2$ [7], оперативная оценка $M_{\rm S}(20{\rm R}) = 6.5$, что, с учетом глубины землетрясения, дает оценку $M_{\rm W} = 6.5 + (поправка = 1.0) = 7.5$. Введение поправок за глубину дает в перспективе возможность уточнения оперативной оценки магнитуды промежуточных и глубоких землетрясений. Результаты, изложенные в работе [9], основаны на данных 55 землетрясений Дальнего Востока и требуют проверки на более представительном материале.

В целом, невязки сетевой магнитуды $M_{\rm S}(20{\rm R})$ относительно магнитуды $M_{\rm S}^{\rm NEIC}$, полученные в РИОЦ «Петропавловск» [6] превосходят невязки, полученные в [10]. Это может быть объяснено использованием старого варианта калибровочной функции, а, возможно, и другим набором станций.

В настоящее время в программу «Dimas» обеспечена возможность перехода на новую версию калибровочной кривой для определения магнитуды *M*_s(20R).

Региональные магнитудные шкалы по поверхностным волнам периодов 40 и 80 с

Методика построения магнитудных шкал $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ подробно изложена в [3]. Калибровочные кривые для магнитуд $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$, вместе с наблюденными данными представлены на рис. 4. Стандартное уклонение распределения невязок индивидуальных нормированных амплитуд составляет 0.20 для $M_{\rm S}(40)$ и 0.25 для $M_{\rm S}(80)$.



Рис. 4. Нормированные станционные амплитуды для магнитуд $M_{\rm S}(40)$ (*a*) и $M_{\rm S}(80)$ (*б*): 1 – наблюденные данные, отображено нормированное среднеквадратичное значение амплитуд трех компонент; 2 – калибровочные функции для магнитуд $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$



Рис. 5. Зависимость полученных оценок магнитуды землетрясений $M_{\rm S}(40)(a)$ и $M_{\rm S}(80)(\delta)$ от магнитуды $M_{\rm W}$: 1 – магнитуды землетрясений $M_{\rm S}(40)(a)$ и $M_{\rm S}(80)(\delta)$, 2 – линия при равенстве $M_{\rm S}(40)(a)$ и $M_{\rm S}(80)(\delta)$ магнитуде $M_{\rm W}$, 3 – калибровочная функция для магнитуд $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$

Зависимость полученных оценок магнитуд от магнитуды M_W приведена на рис. 5. Были получены оценки ошибок прогноза значений M_W по принципу $M_W = M_S(40)$ для $M_W > 7$ или по принципу $M_W = M_S(80)$ для $M_W > 7.2$. Средняя ошибка менее 0.03, стандартное уклонение – 0.25–0.28.

Таким образом, при больших значениях магнитуд $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ являются неплохими оперативными оценками $M_{\rm W}$ даже для случая одиночной станции. При магнитудах $M_{\rm W} > 8.3$, возможно занижение оценок (до -0.2–0.3 при $M_{\rm W} > 9.2$), что приемлемо при оперативной работе. В оперативной работе в качестве оценки $M_{\rm W}$ следует использовать большее значение из $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$.

Заключение

Рассмотрены возможности применения трех спектрально определенных региональных магнитудных шкал $M_{\rm S}(20{\rm R})$, $M_{\rm S}(40)$ и $M_{\rm S}(80)$ для улучшения надежности прогноза опасного цунами для побережий Дального Востока, а так же преимущества и недостатки, выявленные в процессе внедрения шкалы $M_{\rm S}(20{\rm R})$ в практику Службы предупреждения о цунами.

Список литературы

1. Ванек И., Затопек А., Карник В. и др. Стандартная шкала магнитуд // Изв. АН СССР. 1962. № 2. С. 153–158.

2. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.

3. *Гусев А.А.*, *Чубарова О.С.* Региональные длиннопериодные магнитудные шкалы и их возможности для предупреждения о цунами // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 1. С. 43–56.

4. Ототюк Д.А., Помазная Т.В., Скоркина А.А., Дрознин Д.В., Чебров Д.В. Показатели работы РИОЦ «Петропавловск» в рамках Службы предупреждения о цунами и Службы срочных донесений в 2016–2017 // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Шестой научнотехнической конференции.

5. *Чебров Д.В., Гусев А.А.* Автоматическое определение параметров цунамигенных землетрясений на Дальнем Востоке России в режиме реального времени: алгоритмы и программное обеспечение // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 35–57.

6. Чебров Д.В., Чебров В.Н., Викулина С.А., Ототюк Д.А. Опыт оценки магнитуд сильных землетрясений в РИОНЦ «Петропавловск» в рамках Службы предупреждения цунами // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 299–303.

7. *Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р. и др.* Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. с *K*_s = 15.7, *M*_w = 7.2, *I* = 6 (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. №29. С. 5–16.

8. *Чубарова О.С., Гусев А.А., Викулина С.А.* Двадцатисекундная региональная магнитуда М_s(20R) для Дальнего Востока России // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 58–63.

9. *Чубарова О.С., Гусев А.А.* Уточненные калибровочные функции дальневосточной магнитудной шкалы Ms(20R) и изучение возможностей учета глубины гипоцентра при оценке магнитуды // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 127–130.

10. *Чубарова О.С., Гусев А.А.* Региональная шкала магнитуд по поверхностным волнам для землетрясений Дальнего Востока России // Физика Земли. 2017. № 1. С. 60–71.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ В ПОРТАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Шевченко Г.В.¹, Лоскутов А.В.¹, Ивельская Т.Н.²

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН г. Южно-Сахалинск, g.shevchenko@imgg.ru ²Центр Цунами Сахалинского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Южно-Сахалинск

Введение

Порты Дальневосточного региона России расположены в заливах и бухтах, резонансные периоды которых попадают в диапазон проявления волн цунами (от нескольких минут до нескольких часов). По этой причине в большинстве из них различные цунами имеют сходный характер проявления, выраженный в усилении основных резонансных мод [1]. Наиболее выражен данный эффект в акваториях с высокой добротностью собственных колебаний, что типично в более закрытых бассейнах, традиционно считающихся безопасными убежищами для судов. Однако то, что является спасительным в штормовых ситуациях, как правило, не может обеспечить безопасность в случае угрозы цунами, когда самым безопасным является отвод судов в открытое море.

Установка в большинстве портов Дальнего Востока телеметрических регистраторов Службы предупреждения о цунами (СПЦ) позволила оценить роль частотно-избирательных свойств акваторий в формировании волнового поля при цунами (главным образом, при опасном Тохоку цунами 11.03.2011 г.), оценить периоды основных резонансных мод, продолжительность интенсивных колебаний [5]. Для определения пространственной структуры собственных колебаний (положения пучностей, узловых линий) использовалось численное моделирование распространения длинных волн в изучаемых акваториях [4].

Ниже приведены результаты исследования роли резонансных эффектов при формировании цунами в основных портах Дальневосточного региона.

Материалы измерений

В 2009-2010 гг. в рамках Федеральной целевой программы «Снижение рисков и смягчение последствий...», на дальнем Востоке России была развернута сеть телеметрических регистраторов Службы предупреждения цунами, на которой были получены записи нескольких значимых событий последних лет, в том числе опасных Чилийского (27.02.2010 г.) и Тохоку (11.03.2011 г.) цунами. Регистраторы были установлены в большинстве случаев в акваториях портов – Владивосток, Находка, Преображение, Рудная Пристань (Приморье), Углегорск, Холмск, Невельск, Корсаков, Поронайск (о. Сахалин), Петропавловск-Камчатский (Камчатка), Курильск, Южно-Курильск, Северо-Курильск (Курильские о-ва). Кроме того, на Южных Курильских островах были установлены автономные измерители придонного гидростатического давления ИМГиГ ДВО PAH (Малокурильское, Крабозаводское, Южно-Курильск, Рейдово). Регистрация колебаний уровня моря осуществлялась с дискретностью 1 мин. В порту г. Магадан использовался измеритель колебаний уровня моря «Мега» с дискретностью 5 мин.

Работа основана главным образом на цифровых записях наиболее сильного события последних лет – Тохоку цунами 11.03.2011 г., к тому же сеть станций СПЦ достигла к этому времени своего максимального развития (положение некоторых станций, на которых были получены записи данного события, представлены рис. 1). Из полученных записей вычитался предвычисленный прилив, по полученным рядам остаточных колебаний определялись характеристики цунами – высоты и моменты прихода первой и максимальной волн, продолжительность и преобладающие периоды интенсивных колебаний и т.д. Спектральные характеристики рассчитывались по ряду суточной продолжительности, содержащему цунами (спектр цунами) и предшествующего ему (спектр естественного длинноволнового фона). Полученные графики также важны для выделения пиков и оценки преобладающих периодов вызванных цунами колебаний уровня моря.

Залив Анива

Интересные и во многом необычные результаты были получены для залива Анива, который представляет собой обширную акваторию с протяженной открытой границей (около 100 км), глубоко, примерно на 90 км, вдающуюся в южную часть острова Сахалин. На его побережье находятся порт г. Корсаков, терминал по отгрузке сжиженного газа в пос. Пригородное, а также два портпункта – Озерский и Новиково. Инструментальные записи цунами, включая наиболее опасное в данном районе Чилийское цунами 22.05.1960 г., были получены в порту Корсакова и на береговой гидрометеорологической станции мыса Крильон в юго-западной части залива.



Рис. 1. Географическое расположение постов наблюдения, на которых были получены записи Тохоку цунами 11.03.2011 г.

Порт Корсаков – второй по значению порт Сахалинской области после Холмска, от его устойчивой работы также зависит хозяйственная деятельность многих предприятий. Известно, что он подвержен воздействию морских опасных явлений: его гидротехнические сооружения и складские территории неоднократно затапливались морской водой при цунами (в 1952 и 1960 гг.) и, более часто, при сильных нагонах [2, 5]. Наблюдается также в порту и явление тягуна.

В 2008 г. в порту был установлен телеметрический регистратор Службы предупреждения о цунами. Прибор располагался с северной стороны северного пирса, что несколько ограничивает его использование для оценки характеристик морских опасных явлений собственно на акватории порта. Этим прибором были зарегистрированы волны при Чилийском 27.02.2010 и Тохоку 11.03.2011 цунами. Записи последнего события на станциях Корсакова и мыса Крильон приведены на рис. 2.

Собственные колебания играют важную роль в формировании волнового режима порта Корсаков. Наиболее ярко они обычно проявляются при цунами, что особенно наглядно наблюдалось при самом сильном событии в данном районе, несмотря на то что источник находился на огромном расстоянии, у берегов Чили (май 1960 г.). Тогда основным фактором опасности были мощные колебания с периодом около 5 ч – такие колебания являются нехарактерно низкочастотными для цунами.

Аналогичный характер колебаний отмечен и при Тохоку цунами. Главную роль в порту Корсакова играли вариации с периодом около 5 ч, причем на станции мыс Крильон они были выражены слабо (рис. 2). Это ассоциируется с представлением о нулевой моде резонансных

колебаний в бассейне с пучностью в вершине залива и положением узловой линии на его открытой границе. Соответственно, станция Корсаков находится вблизи пучности, а мыс Крильон – вблизи узловой линии.



Рис. 2. Двухсуточные отрезки записи колебаний уровня моря в заливе Анива при Тохоку цунами 11.03.2011

Для выяснения пространственного распределения данной моды было выполнено численное моделирование (рис. 3). Действительно, рассчитанная пространственная структура этой моды хорошо согласуется с приведенным выше представлением. Резонансная мода с близким периодом наблюдается также в заливе Авачинская губа [3], она также проявилась при Тохоку цунами. Возбуждение таких низкочастотных мод возможно только при весьма специфических свойствах источника цунами, которые требуют дополнительного изучения.

Также интересна еще одна мода резонансных колебаний, игравшая большую роль при цунами. Ее период около 3 часов, пучности находятся в северной части залива Анива и у берега о. Хоккайдо, узловая линия проходит по открытой границе залива.



Рис. 3. Пространственная структура усиления колебаний в зал. Анива на периодах около 300 мин (слева) и 180 мин (справа)

Особенности проявлений цунами в портах о. Итуруп

Измерения в порту Курильск (зал. Китовый) производились в 2008–2009 гг. автономным регистратором ИМГиГ, во второй половине 2010 г. здесь был установлен телеметрический регистратор СПЦ.

При Тохоку-цунами (11.03.2011) в записи вариаций уровня моря в зал. Китовый абсолютно доминировали резонансные колебания с периодом 20 мин. Такой устойчивый характер колебаний типичен для бухт с очень узким входом, типа Малокурильской. Но зал. Китовый имеет протяженную открытую границу, поэтому такой высокодобротный характер волнового процесса весьма удивителен, он не характерен для акваторий подобной конфигурации. Данный факт побудил

обратить на него особое внимание и выполнить численное моделирование распространения длинных волн в данном районе.



Рис. 4. Записи Тохоку-цунами 11.03.2011 на побережье о. Итуруп

Результаты моделирования показали, что период 20 мин является нулевой модой резонансных колебаний зал. Китовый, который представляет собой вдающуюся в сушу акваторию почти прямоугольной формы (рис. 5). Узловая линия проходит по ее открытой границе, между мысами Китовый на северо-востоке и Писимой на юго-западе. Одноузловая продольная сейша с периодом около 11 мин имеет пучности в районе коротких стенок бассейна вблизи указанных мысов, узловая линия проходит по нормали к берегу в районе устья р. Курилка.



Рис. 5. Пространственная структура усиления колебаний в районе порта г. Курильск на периоде 20 мин

Портпункт Рейдово расположен в небольшой бухте Оля, находящейся на берегу обширного зал. Простор. Инструментальные измерения волновых процессов осуществлялись с 16.09.2010 по 8.08.2011 автономным регистратором ИМГиГ, установленным в указанной бухте. В результате этой постановки была получена запись Тохоку-цунами (рис. 4). В спектре вызванных цунами колебаний были выявлены два хорошо выраженных пика на периодах около 7 и 24 мин. Первый из них, вероятно, обусловлен резонансными колебаниями бухты Оля, в которой был установлен прибор. Пространственный шаг сетки был недостаточным для получения надежных оценок резонансных свойств этой небольшой акватории. Резонансная мода с периодом 24 мин по результатам моделирования получилась хорошо, ее пространственная структура обладает двумя пучностями. Одна из них находится непосредственно в районе с. Рейдово в кутовой части зал. Простор, вторая – к северо-востоку, где в районе бухты Парусная имеется крутой изгиб линии берега. Приведенные примеры наглядно демонстрируют важную роль, которую играют резонансные моды заливов и бухт в формировании волнового поля при цунами. Характерно, что пучности этих мод всегда расположены в вершинах бассейнов, в их наиболее удаленных от моря частях. В этом заключается важная специфика цунами – в этих, всегда считающихся спокойными и безопасными участках акватории цунами может проявиться с особенной силой.

Значимо проявились резонансные эффекты в портах Приморского края при Тохоку цунами. Выраженные собственные колебания доминировали на станциях Рудная Пристань, Преображение, Находка, и даже в такой закрытой и защищенной акватории, как бухта Золотой Рог в г. Владивосток. Не была исключением и бухта Нагаева, где расположен порт г. Магадан, в которой при всех зарегистрированных цунами характер колебаний определялся нулевой модой с периодом около 70 мин [7]. Аналогичная ситуация наблюдалась и в бухтах Малокурильская и Крабовая (о. Шикотан), хорошо известных своими выраженными резонансными свойствами [1, 6].

В меньшей степени проявляются резонансные свойства в портах Южно-Курильска, Северо-Курильска, Невельска и Стародубского где топографические условия не способствуют проявлению данного эффекта.

Полученные оценки периодов резонансных мод заливов и бухт и их пространственной структуры (пучностей и узловых линий) могут быть полезны при планировании развития портов в цунамиопансых районах, строительстве новых и реконструкции имеющихся гидротехнических сооружений, размещении складских и иных вспомогательных помещений, повышению устойчивости портовых хозяйств к негативному воздействию опасных природных явлений.

Список литературы

1. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 280 с.

2. *Като* Э., *Любицкий Ю.В., Шевченко Г.В.* Экстремальные высоты штормовых нагонов на побережье о. Сахалин // Мореходство и морские науки – 2011: Избр. докл. Третьей Сахалин. регион. мор. науч.-техн. конф. Южно-Сахалинск. 2011. С. 177–193.

3. *Королев Ю.П., Шевченко Г.В.* Особенности распространения волн цунами в районе Петропавловска-Камчатского // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 62–70.

4. *Храмушин В.Н., Шевченко Г.В.* Метод детального цунамирайонирования на примере побережья Анивского залива // Океанология. 1994. Т. 34. № 2. С. 218–223.

5. Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Цунами и другие опасные морские явления в портах Дальневосточного региона России (по инструментальным измерениям). Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2013. 43 с.

6. Shevchenko G., Shishkin A., Bogdanov G., Loskutov A. Tsunami measurements in the bays of Shikotan Island // Pure and Applied Geophysics. 2011. V. 168. P. 2011–2021.

7. *Shevchenko G., Ivelskaya T.* Estimation of extreme sea levels for the Russian coasts of the Kuril Islands and the Sea of Okhotsk // Pure and Applied Geophysics. 2015. V. 172. P. 3537–3555.

НОВАЯ КАРТА ЦУНАМИОПАСНОСТИ ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Шевченко Г.В., Лоскутов А.В., Кайстренко В.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, g.shevchenko@imgg.ru

Введение

Природные катастрофы, прежде всего землетрясения и сопутствующие им волны цунами, являются существенным сдерживающим фактором развития экономики Курильских островов. Помимо связанных с ними разрушений и удорожания строительства, реальная угроза жизни и здоровью приводит к оттоку населения. Так, после Шикотанского землетрясения и цунами 4– 5 октября 1994 г. остров покинуло около 2/3 населения, что нанесло гораздо больший ущерб его экономике, чем масштабные разрушения. Надежные оценки риска опасных природных явлений и их разумный учет при строительстве входят в число необходимых мер, которые, с одной стороны, должны минимизировать прямой ущерб от воздействия стихии, а с другой – сформировать у проживающего на островах населения чувство безопасности и защищенности.

Количественные оценки опасности цунами (возможных высот цунами редкой повторяемости, наиболее значимых на практике, возникающих 1 раз в 100 лет) необходимы для выработки оптимальных планов застройки прибрежных территорий на Дальнем Востоке России и обеспечения безопасного проектирования объектов, которые, в силу их специфики, нельзя вынести из опасной зоны. В Сахалинской области наибольшую угрозу волны цунами представляют для населенных пунктов на тихоокеанском побережье Курильских островов.

Разработанная в ИМГиГ ДВО РАН методика опирается на сведения о высотах волн исторических цунами в отдельных пунктах изучаемого побережья и построение региональной модели цунами-активности. Для построения пространственного распределения высот волн вдоль побережья (карты цунамирайонирования) моделируются все значимые события, имевшие место в регионе. Пункты, в которых имеются сведения о заплесках, используются для настройки модели. При таком подходе карты цунамирайонирования необходимо регулярно обновлять, именно этому посвящена данная работа (с момента создания прежней версии карты прошло 10 лет). Также использованы элементы сценарного подхода, основанные на расчете магнитуд землетрясений редкой повторяемости и моделировании гипотетических цунами.

Повторяемость сильных землетрясений и цунами на Южных Курильских островах

Методика построения карт цунамиопасности основана на построении региональной функции повторяемости высот цунами, параметры которой определяются по информации о заплесках исторических цунами [1]. Обычно такая информация известна для населенных пунктов, а также мест, где проводились специальные экспедиционные обследования участков побережья, подвергшихся наибольшему воздействию цунами.

По повторяемости сильных, в том числе цунамигенных землетрясений материковый склон у Южных Курильских островов относится к числу самых сейсмоактивных районов в мире. По этой причине изучению цунами и мерам по снижению ущерба от них в данном районе, среди которых важное место занимает количественная оценка цунамиопансости, уделяется большое внимание. В известном каталоге [4] и других информационных источниках по цунами [5] отмечено, что всего в районе Южных Курильских островов за последние 100 лет произошло около 20 таких событий (средняя повторяемость цунами в регионе составляет 0.17 случаев в год). Наиболее значительными из них были цунами 8.09.1918 г., 6.11.1958 г., 13.10.1963 г., 11.08.1969 г., 10.06.1975 г. и 5.10.1994 г. Из удаленных событий серьезную опасность представляли Чилийское (22.05.1960 г.) и Тохоку (11.03.2011 г.) цунами. Эти сильнейшие события определяют степень цунамиопаности побережья и параметры функции повторяемости (модели цунами-режима) [1].

Поскольку пунктов с надежными данными о проявлениях цунами немного, полученные для них оценки возможных высот распространялись на прилегающие участки побережья на основе результатов моделирования всех сильнейших цунами в каждом из изучаемых районов.

Относительно характера проявления цунами 8.09.1918 г. на побережье Южных Курильских островов имеется весьма скудная информация, поэтому в данной работе это событие не

анализировалось. По остальным событиям рассматривались характеристики и особенности механизмов вызвавших их землетрясений [2, 3], а также параметры, необходимые для построения модели источника, приведенные в работах японских специалистов [6–10]. Пример моделирования наиболее опасного цунами 5 октября 1994 г. приведен на рис. 1.

Основная энергия цунами была ориентирована в сторону открытого океана, в районе о. Шикотан наблюдалось опускание. Однако значительные высоты наблюдались и на побережье Южных Курильских островов. Так, в Южно-Курильске, в районе устья реки Серебрянка максимальные заплески достигали 3.5–4 м. Еще большие значения, превышавшие 4 м, были отмечены в кутовой части бухты Крабовая на о. Шикотан, где находится село Крабозаводское. В бухте Малокурильская высоты волн были несколько меньше, максимальные заплески составляли 2.4–2.6 м.



Рис. 1. Моделирование распространения Шикотанского цунами 5 октября 1994 г. На врезке показано остаточное смещение дна в зоне подводного землетрясения (модель источника цунами) согласно [9]

На рис. 2 в качестве другого примера представлены результаты расчета высот волн Тохоку цунами на побережье островов Шикотан, Кунашир и Итуруп. Расчет производился с применением модификации известного программного комплекса TSUNAMI, использовался цифровой массив глубин ЕТОРО с шагом 15 угловых секунд. Расчет производился по линейной модели до точек с глубиной от 10 до 20 м, далее использовалось аналитическое решение задачи нелинейного наката в предположении, что от этих точек до берега рельеф изменяется по линейному закону. Это позволяет более адекватно оценить высоты заплесков на берегу по результатам численного моделирования.

От опорных точек, в которых известны высоты исторических цунами, рассчитывались передаточные коэффициенты на прилегающие участки побережья, в которых такие сведения отсутствовали. Аналогичные расчеты выполнялись и для других шести упомянутых выше сильных цунами. Такой подход позволяет построить карту – пространственное распределение высот цунами повторяемостью 1 раз в 100 лет вдоль побережья Южных Курильских островов.

Альтернативный сценарный подход заключается в прогнозе магнитуд землетрясений заданных периодов повторяемости и моделировании ряда вариантов от гипотетических источников.

Важной особенностью сейсмического режима изучаемого района является характер распределения магнитуд в области малых вероятностей, близкий к третьему типу статистики экстремальных значений. Так, три землетрясения имели магнитуду MLH 8.2, одно – 8.1, два – 8.0, то есть наблюдалось выполаживание эмпирической функции повторяемости в области малых вероятностей. Прогностическое значение магнитуды для периода повторяемости 1 раз в 100 лет составило 8.25. Незначительное различие между фактическими и прогностическими значениями магнитуды говорит о том, что сценарный подход, основанный на моделировании цунами при землетрясении с магнитудой заданной повторяемости и некоторой типовой формой источника, вряд ли может дать высоты волн, существенно отличающиеся от полученных статистическим методом. Согласно [3], сильные цунамигенные землетрясения в изучаемом районе имели сходный механизм (взброс), за исключением события 10.06.1975 г. (сдвиг). Возможно, этой особенностью источника было то обстоятельство, что землетрясение с магнитудой MLH = 7.1 вызвало цунами, интенсивность которого была существенно выше ожидаемой, практически такой же, как при самых сильных землетрясениях. Ориентация очага задавалась вдоль изобат, поэтому выбор вариантов для поиска «наихудшего сценария» заключался лишь в вариациях положения эпицентра землетрясения вдоль берега.



Рис. 2. Распределение высот волн вдоль побережья Южных Курильских островов при Тохоку цунами 11.03.2011 г. по результатам численного моделирования. Квадратиками отмечены в точки, в которых имелись данные о высотах заплесков по результатам экспедиционного обследования

Заключение

На основе анализа собранных сведений о высотах заплесков исторических цунами на побережье Южных Курильских островов, построена вероятностная модель повторяемости цунами в регионе. Путем моделирования всех значительных цунами, построены новые карты цунамиопасности (высот волн повторяемостью 1 раз в 100 лет), которые необходимы для оптимального выбора места для размещения объектов в прибрежной зоне и выбора необходимых мер их защиты на этапе проектирования. По сравнению с прежними картами [1], в анализ включены значимые цунами последнего десятилетия, в том числе Чилийское 27.02.2010 г. и Тохоку 11.03.2011 г., при которых для населения Южных Курильских островов объявлялась тревога цунами. Полученные результаты хорошо согласуются с расчетами в рамках сценарного подхода, полученными для источника типовой формы, соответствующего магнитуде повторяемостью 1 раз в 100 лет (M = 8.25). Дана характеристика распределения высот волн вдоль побережья по результатам моделирования наиболее опасных цунами в указанном районе, включая самое тяжелое по своим последствиям Шикотанское цунами 05.10.1994 г.

Работа выполнена по заказу Министерства строительства Сахалинской области (госконтракт № 0361200015017000053).

Список литературы

1. Кайстренко В.М., Клячко М.А., Храмушин В.Н., Золотухин Д.Е. Оценка цунамиопасности и построение карт цунамирайонирования для побережья Сахалинской области. Проблема нормативов // Строительная индустрия Сахалина. Южно-Сахалинск. 2014. № 19. С. 38–43.

2. Ким Ч.У., Андреева М.Ю. Каталог землетрясений Курило-Камчатского региона (1737–2005 гг.) // Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. 126 с.

3. Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Каталог механизмов очагов сильных (М≥6.0) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2011. 131 с.

4. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 310 с.

5. Шевченко Г.В., Кайстренко В.М., Ивельская Т.Н. Цунами на Курильских островах. Особенности проявления и меры по снижению риска (памяти жертв трагедии 5 ноября 1952 г. посвящается). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2012. 44 с.

6. *Fukao Y.*, *Furumoto M.* Stress drops, wave spectra and recurrence intervals of great earthquakes — implications of the Etorofu earthquake of 1958 November 6 // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1979. V. 57. P. 23–40.

7. *Ioki K., Tanioka Y.* Slip distribution of the 1963 Great Kurile Earthquake estimated from tsunami waveforms // Pure and Applied Geophysics. 2011. V. 168. P. 1045–1052.

8. *Ioki K.*, *Tanioka Y.* Rupture process of the 1969 and 1975 Kurile earthquakes estimated from tsunami waveform // Pure and Applied Geophysics. 2016. V. 173. P. 4179–4187.

9. *Kikuchi M.*, *Kanomori H.* The Shikotan earthquake of October 4, 1994: Lithospheric earthquake// Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. № 9. P. 1025–1028.

10. Satake K., Tanioka Y. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones // Pure and Applied Geophysics. 1999. V. 154. P. 467–483.