

УДК 550.3:551.24.02

## МОНИТОРИНГ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ

© 2016 г. И.А. Сдельникова<sup>1</sup>, Г.М. Стеблов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Геофизическая служба РАН, Калужская обл., г. Обнинск, Россия

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Одной из практических мер по смягчению последствий цунами, возникающего после подводного землетрясения, является оперативное оповещение о приближении волны и определение степени опасности цунами. Для обеспечения этого необходимо создание гидродинамической модели распространения волны, для чего, в свою очередь, требуются начальные условия, среди которых важнейшим представляется амплитуда произошедшего при землетрясении вертикального смещения морского (океанского) дна. Для оценки этого смещения могут быть применены методы спутниковой геодезии, используемые для определения смещения земной поверхности в момент землетрясения вблизи его эпицентра в режиме, близком к реальному времени.

В работе приводятся оценки параметров очагов трёх сильных сейсмических событий, произошедших в Тихоокеанском регионе в разные годы, – двух Симуширских землетрясений 15.11.2006 г. ( $M_w=8.3$ ), 13.01.2007 г. ( $M_w=8.1$ ) и катастрофического землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. ( $M_w=9.0$ ), – выполненные на основе спутниково-геодезических данных (данных *GPS*) по Курильским и Японским островам. Для названных событий построены и сопоставлены распределения вызванных ими вертикальных смещений морского дна.

**Ключевые слова:** цунами, подводное землетрясение, очаг землетрясения, спутниковая геодезия, данные *GPS*.

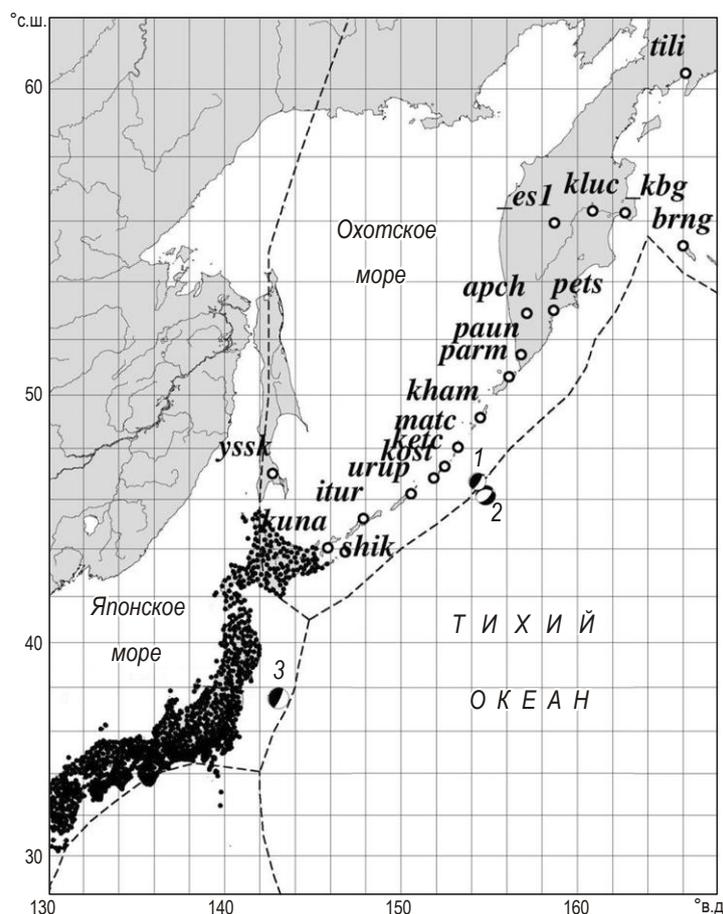
### Введение

Цунами – одно из наиболее опасных и труднопредсказуемых стихийных явлений, угрожающих прибрежным районам Мирового океана. Подавляющее большинство (около 80%) цунами являются результатом подводных землетрясений [Носов, 2014]. Практические меры по смягчению последствий цунами, наряду с априорными исследованиями, которые подразумевают, главным образом, цунамирайонирование, включают также и оперативное оповещение о приближении волны после того, как зафиксировано сейсмическое событие. Для достоверного определения кинематических и динамических характеристик вероятного проявления волны необходимо создание гидродинамической модели ее распространения, для чего требуются данные по рельефу морского дна и начальные условия. Фокусировка волн определяется рельефом дна, главным образом желобами и подводными хребтами. Сведения о рельефе, как правило, известны достаточно детально по данным батиметрии. Ключевым вопросом для каждого сейсмического события остаются начальные условия, а именно, начальная форма поднятия морского дна в эпицентре. Одним из способов определения этого поднятия являются спутниковые геодезические измерения. При изучении очагов землетрясений смещения земной поверхности, вычисляемые по данным *GPS*, используются для оценки распределения смещения в очаге землетрясения [Владимирова, 2013; Steblov et al., 2008; Steblov et al., 2013]. В приложении к вопросу исследования цунами эти данные могут быть применены для оперативного определения сейсмического поднятия дна океана. На практике особенно важна возможность получения и интерпретация данных *GPS* в режиме, близком к реальному времени.

### Наблюдения *GPS* в районе Японо-Курило-Камчатской островной дуги

Тихоокеанское побережье северо-восточной части Евразии и прилегающие акватории принадлежат одному из наиболее сейсмоопасных регионов Земного шара и, как следствие, находятся в зоне повышенной цунамиопасности. Выше уже отмечалось, что для своевременного оповещения о приближающемся цунами и степени его опасности необходимо оперативное определение смещения морского (океанского) дна в эпицентре зарегистрированного подводного землетрясения. В настоящее время для решения этой задачи используются данные спутниковых геодезических наблюдений (данные наблюдений *GPS*).

На рассматриваемой территории развернуты три региональные сети станций *GPS* (рис. 1), обеспечивающие непрерывный мониторинг смещений земной поверхности, что позволяет оценивать сейсмические смещения в оперативном режиме: Камчатская региональная сеть Геофизической службы РАН, Курильская сеть Института морской геологии и геофизики ДВО РАН и наиболее плотная, насчитывающая свыше 1000 работающих в режиме реального времени станций, сеть Японии.



**Рис. 1.** Схема расположения в районе Японо-Курило-Камчатской островной дуги станций трёх региональных спутниковых геодезических сетей: *кружки без заливки* – станции Японской сети; *залитые кружки* – Камчатской (ГС РАН) и Курильской (ИМГиГ ДВО РАН); аббревиатуры – названия станций, принятые в ГС РАН и ИМГИГ ДВО РАН. Штриховые линии – границы плит. 1–3 – фокальные механизмы двух Симуширских землетрясений (1 – 15.11.2006 г.,  $M_w=8.3$ ; 2 – 13.01.2007 г.,  $M_w=8.1$ ) и землетрясения Тохоку (3 – 11.03.2011 г.,  $M_w=9.0$ ) по данным каталога *Global CMT*

Данные со станций Камчатской и Курильской сетей при наличии спутниковых каналов связи могут поступать в режиме реального времени. Двухчастотные фазовые измерения с них обрабатываются программным пакетом *GAMIT/GLOBK* с привязкой к станциям Континентальной опорной сети Северной Евразии [Herring, King, McClusky, 2010]. Точность получаемых координатных оценок составляет 1–2 мм. При этом наблюдаемые сейсмические смещения на станциях *GPS* в пределах нескольких сотен километров от очагов сильных землетрясений могут достигать нескольких сантиметров, а вблизи очагов – нескольких метров.

В настоящей работе проанализированы данные о сейсмических смещениях при Симуширских землетрясениях 2006 и 2007 гг. из [Steblov *et al.*, 2008] и при землетрясении Тохоку 2011 г. из [Pollitz, Bürgmann, Banerjee, 2011].

### Моделирование сейсмического поднятия дна океана в очаге землетрясения

Моделирование поля вертикальных смещений дна океана включает два основных этапа. На первом из них по смещениям на суше вычисляются распределения подвижки в очаге; на втором по найденному распределению подвижки в очаге – поля вертикальных смещений дна.

Искомое распределение оценивается путем минимизации невязки между смещениями, являющимися следствием сейсмического события, которые зарегистрированы на станциях  $\bar{U}_{(obs)i}$ , и смоделированными в тех же точках смещениями от распределенного источника в упругом сферическом слоистом полупространстве:

$$\bar{k} = \arg \min_{\bar{k}} \left\{ \sum_i \left| \sum_j M_{ij} k_j - \bar{U}_{(obs)i} \right|^2 + \lambda \sum_j |k_j|^2 \right\}. \quad (1)$$

Здесь  $\bar{k}$  – искомые параметры модели, представляющие собой компоненты подвижек по непересекающимся прямоугольным элементам  $S_j$ , на которые разбивается область сейсморазрыва  $S$  с учетом вертикального профиля сейсмофокальной зоны так, что

$$S = \bigcup_j S_j, \quad S_p \cap S_q = \emptyset \text{ при } p \neq q;$$

$M_{ij}$  – функция отклика, определяющая смещение в точке поверхности  $\bar{r}_i$  от равномерной единичной подвижки  $\bar{e}_j$  по разрыву прямоугольной формы  $S_j$  в точке  $\bar{r}_s$ , имеющая вид

$$M_{ij} = \iint_{S_j} G(\bar{r}_i, \bar{r}_s) \bar{e}_j dS. \quad (2)$$

Для построения функции Грина  $G(\bar{r}, \bar{r}_s)$  использовалась методика и соответствующие программные коды из [Pollitz, 1996], где предложено разложение  $G(\bar{r}, \bar{r}_s)$  в ряд по сферическим функциям и приведены соотношения для источника дислокации в виде равномерной подвижки по разрыву прямоугольной формы в сферически симметричной слоистой Земле.

Демпфирующий коэффициент  $\lambda$  в (1) подбирается таким образом, чтобы статистика  $\chi_{\text{red}}^2$  по найденному решению  $\bar{k}$  удовлетворяла условию

$$\chi_{\text{red}}^2 = \frac{1}{n} \sum_i \frac{\left| \sum_j M_{ij} k_j - \bar{U}_{(obs)i} \right|^2}{\sigma_i^2} \rightarrow 1. \quad (3)$$

Найденные из (1) параметры модели  $\bar{k}$  позволяют определить смещение дна океана в произвольной точке  $\bar{r}_{oc}$  по формуле

$$U_{up}(\bar{r}_{oc}) = \sum_j \left[ k_j \iint_{S_j} G(\bar{r}_i, \bar{r}_s) \bar{e}_j dS \right]. \quad (4)$$

Вертикальная компонента  $U_{up}(\bar{r}_{oc})$  из (4) определяет поле вертикальных смещений в эпицентре землетрясения.

### Результаты

В соответствии с описанной методикой авторами были построены распределения подвижки в очаге (рис. 2) и поле вертикальных смещений (рис. 3) в эпицентре двух Симуширских землетрясений и землетрясения Тохоку. Найденные распределения подвижек хорошо согласуются с результатами, полученными по другим данным, в частности по данным телесеизмических наблюдений [Lay et al., 2009].

Для первого из Симуширских землетрясений (15.11.2006 г.,  $M_w=8.3$ , рис. 3, а) максимальное поднятие составило 1.8 м. Данное землетрясение породило трансокеанское цунами, волны которого высотой более 1 м были зарегистрированы в разных частях Тихого океана – в Мексике, Перу, Чили, Новой Зеландии. Максимальная высота волны была зафиксирована на о. Шикотан в пос. Малокурильск (155 см) и на побережье Калифорнии (177 см) [Лаверов и др., 2009].

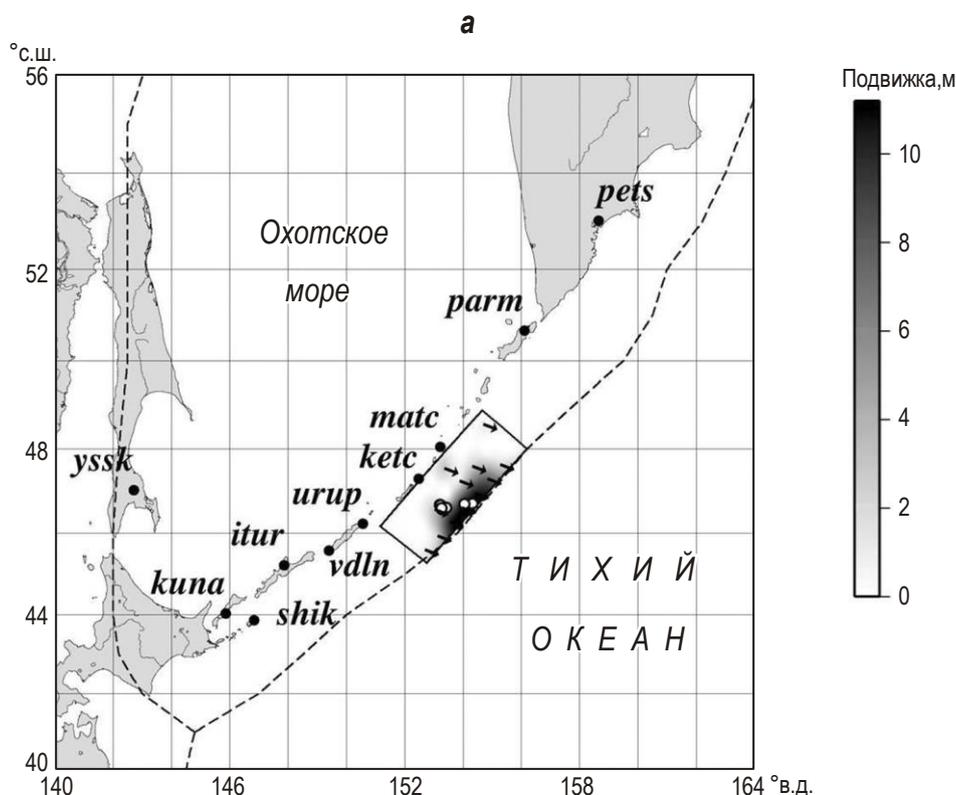
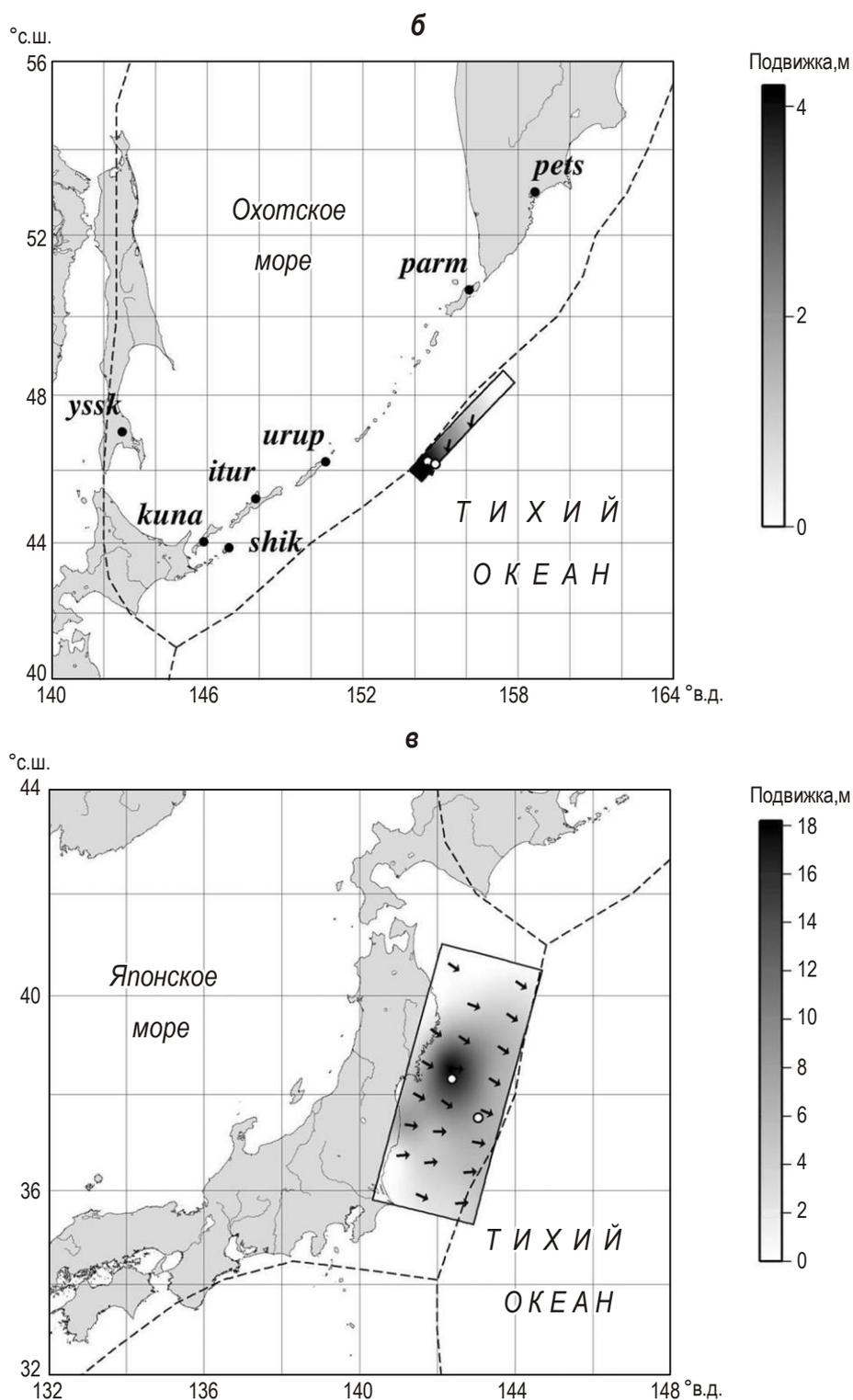


Рис. 2



**Рис. 2.** Вычисленное распределение подвижки в очагах трёх землетрясений: *а* – первого Симуширского землетрясения (15.11.2006 г.,  $M_w=8.3$ ); *б* – второго Симуширского (13.01.2007 г.,  $M_w=8.1$ ); *з* – землетрясения Тохоку (11.03.2011 г.,  $M_w=9.0$ ). Черные стрелки – направления модельных подвижек в очаге; белые кружки – гипоцентры землетрясений по данным различных каталогов. Справа от рисунков – шкала подвижек в очаге, м

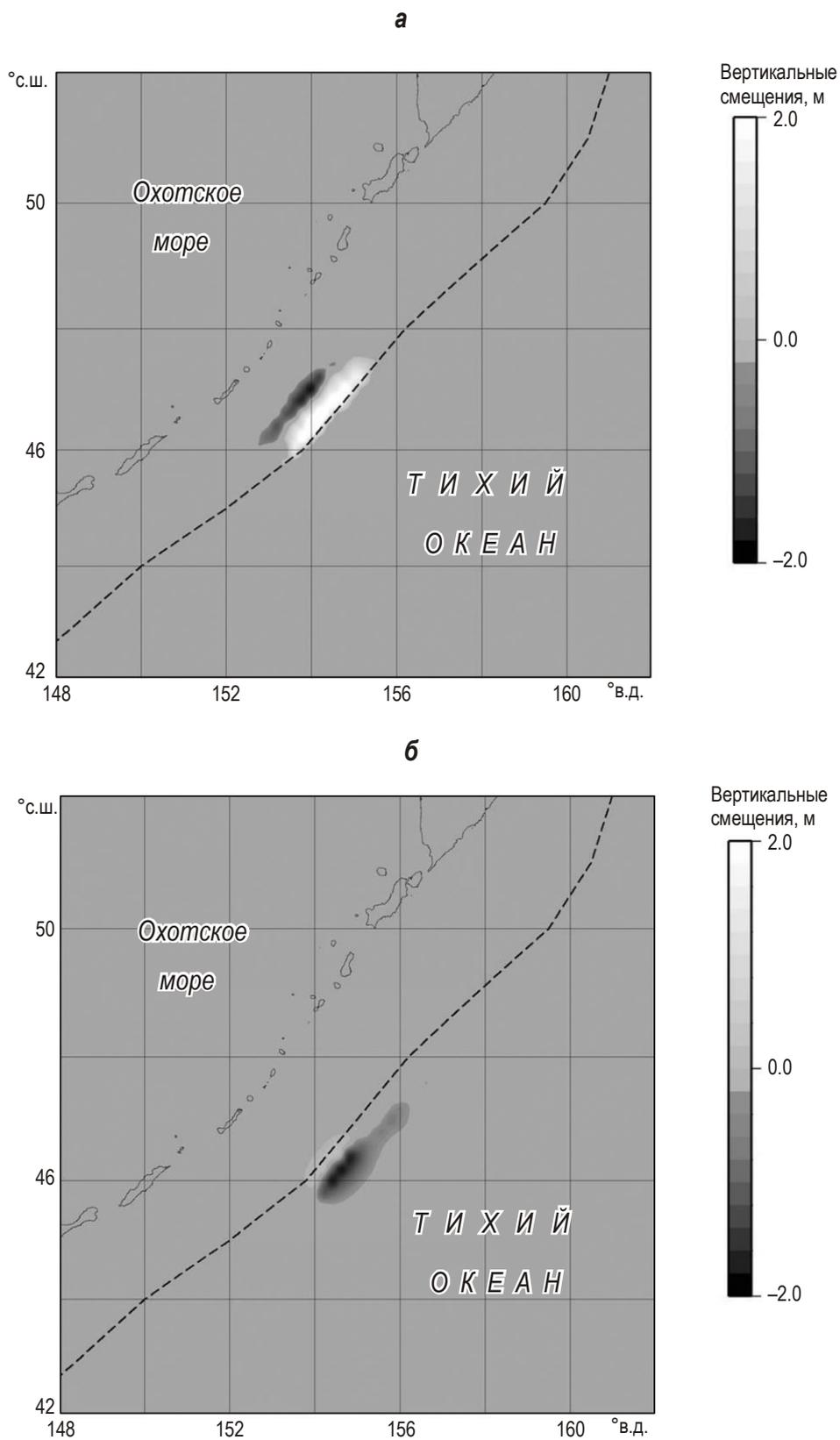
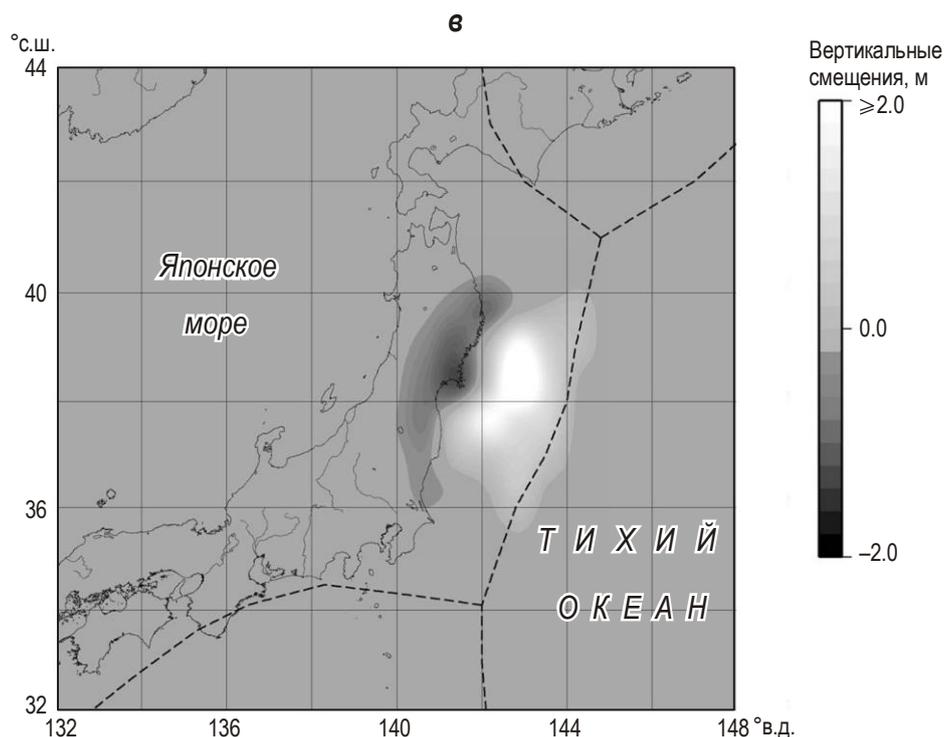


Рис. 3



**Рис. 3.** Вычисленное поле вертикальных смещений дна океана в эпицентрах первого (а), второго (б) Симуширских землетрясений и землетрясения Тохоку (в). Штриховая линия – границы плит. Справа от рисунков – шкала вертикальных смещений, м

При втором Симуширском землетрясении (13.01.2007 г.,  $M_w = 8.1$ , рис. 3, б) незначительное поднятие дна составило 0.4 м, а опускание  $-1.6$  м, что объясняется сбросовым типом землетрясения. Это землетрясение также породило трансокеанское цунами, но оно оказалось более слабым по сравнению с названным выше.

После двух Симуширских событий на Курильские острова было организовано нескольких комплексных экспедиций. По их данным, максимальные заплески, составлявшие 17–20 м, наблюдались на побережьях островов Матуа, Кетой и юго-восточном побережье о. Симушир [Левин и др., 2008]; по мнению ряда авторов (см., например, [Лаверов и др., 2009]), эти заплески связаны с цунами 2006 г. В 2007 г., согласно данным численных расчетов [Rabinovich et al., 2008], в локальной зоне вблизи источников максимальные значения заплесков цунами должны быть больше.

Для землетрясения Тохоку (рис. 3, в) среднее поднятие дна океана составило около 2 м за исключением узкой области, где наблюдалось пиковое поднятие до 5 м.

Сравнивая анализируемые сейсмические события, надо отметить, что в среднем поднятие дна при землетрясении Тохоку по величине сопоставимо с поднятием при первом Симуширском землетрясении. В то же время, при землетрясении Тохоку площадь, охваченная поднятием, оказалась значительно больше, что и отразилось в ощутимых его последствиях – во многих пунктах побережья о. Хонсю высота волны цунами превышала 20 м при максимальном значении 40 м [Mori et al., 2011].

### Обсуждение

Построенные распределения вертикальных смещений в эпицентрах землетрясений, используемые в качестве начальных условий при моделировании распространения

цунами, могут быть получены, что чрезвычайно важно, в режиме реального времени. Этим обеспечивается возможность привлечения технологии *GPS* для решения проблемы оперативного оповещения о цунами. Практическая применимость изложенного подхода определяется главным образом соотношением времени прихода волны цунами и времени, необходимого для моделирования поднятия.

Скорость распространения цунами в открытом океане принято оценивать как  $c = \sqrt{gH}$ , где  $g$  – ускорение силы тяжести;  $H$  – глубина дна. Если средняя глубина в Тихом океане составляет около 4 км, а средняя скорость распространения цунами равна  $\sim 0.2$  км/с, то расстояние в 200 км от очага землетрясения волна преодолет примерно за 20 мин. Известно, что первая волна цунами после Симуширского землетрясения 2006 г. достигла ближайшего населенного пункта (пос. Малокурильск) через 68 мин, а максимальная – через 4 ч 56 мин. При Симуширском землетрясении 2007 г. первая волна пришла в пос. Малокурильск через 69 мин после землетрясения, а максимальная – через 2 ч 30 мин [Лаверов и др., 2009]. По данным Японского Метеорологического Агентства, при землетрясении Тохоку 2011 г. самые ранние максимальные удары цунами были зафиксированы через 26–35 мин после землетрясения.

Время, необходимое для моделирования, складывается из трёх составляющих.

1. *Время прихода сейсмического сигнала на регистрирующую станцию*, зависящее от того, насколько удалены от очага землетрясения станции, на которых возможна регистрация заметных сейсмических смещений методом *GPS* в оперативном режиме. Максимальное расстояние между очагом и станцией, на которой фиксируется заметный скачок, составляет около 500 км. Наиболее ощутимый для метода *GPS* сейсмический сигнал приходит с волной Рэлея в пределах нескольких минут после землетрясения.

2. *Время поступления измерений в центр обработки*. Благодаря современным средствам связи, в том числе спутниковым, данные практически с любой станции могут передаваться в режиме реального времени.

3. *Время обработки*, которое можно сократить до нескольких минут, если наиболее ресурсоемкие вычисления выполнить заранее.

## Заключение

Использование получаемых методами спутниковой геодезии данных о смещениях земной поверхности в момент землетрясения позволяет при эпицентральных расстояниях до первых сотен километров корректно (со сглаживанием) практически в режиме реального времени решать обратную задачу отыскания распределения сейсмической подвижки в очаге. Это, в свою очередь, делает возможным моделирование распределения вертикальных смещений морского дна в очаговой зоне путем решения прямой задачи.

Измеренные с помощью спутниковой геодезии смещения поверхности позволяют более точно по сравнению с данными сейсмологии определять распределение подвижки непосредственно в очаге. В отличие от сейсмологических наблюдений, спутниковые геодезические измерения не ограничены полосой пропускания частот, особенно низких, характерных для сейсмологии. Это также способствует построению более точной картины вертикальных смещений морского дна. Кроме того, время пробега ощутимого сигнала, регистрируемого геодезическими измерениями на малых эпицентральных расстояниях, существенно меньше времени пробега  $P$ -волн, регистрируемых на телесеismicких расстояниях, благодаря чему заметно ускоряется процесс определения искомым параметров.

Таким образом, спутниковый геодезический мониторинг смещений земной поверхности может быть эффективно использован для определения поднятия дна океана при подводных землетрясениях, что необходимо для оперативного оповещения о приближении волны и актуально на расстояниях до нескольких сотен километров от очага события.

### Литература

- Владимирова И.С.* Очаговые зоны Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (I) с  $M_w=8.3$  и 13 января 2007 г. (II) с  $M_w=8.1$  по данным космической геодезии // *Землетрясения Северной Евразии*, 2007 год. Обнинск: ГС РАН, 2013. С.339–350.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Левин Б.В., Рабинович А.Б., Куликов Е.А., Файн И.В., Томсон Р.Е.* Курильские цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г.: два транстихоокеанских события // *Докл. РАН*. 2009. Т. 426, № 3. С.386–392.
- Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д., Рыбин А.В., Пинегина Т.К., Кайстренко В.М., Сасорова Е.В., Разжигаева Н.Г., Белоусов А.Б., Копанина А.В., Борисов С.А., Носов М.А., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И., Ивельская Т.Н., Прытков А.С., Евдокимов Ю.В., Жарков Р.В., Козлов Д.Н., Ганзей К.С., Кравчуновская Е.А., Чибисова М.В., Чирков С.А., Нюшко Т.И., Харламов А.А., Коротеев И.Г.* Комплексная экспедиция на средние Курильские острова в 2007 г. (II этап) // *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. 2008. № 3. С.111–121.
- Носов М.А.* Волны цунами сейсмического происхождения: современное состояние проблемы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 5. С.540–551.
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C.* Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.4, MIT. 2010. 48 p.
- Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., Rivera L.* The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. B11308. DOI: 10.1029/2008JB006280.
- Mori N., Takahashi T., Yasuda T., Yanagisawa H.* Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L00G14. DOI: 10.1029/2011GL049210.
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125, N 1. P.1–14.
- Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P.* Geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L00G08. DOI: 10.1029/2011GL048632.
- Rabinovich A.B., Lobkovsky L.I., Kulikov E.A., Fine I.V., Thomson R.E., Ivelskaya T.N.* Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // *Advances In Geosciences*. 2008. V. 14, N 1. P.105–116.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Pрытков A.S., Frolov D.I.* Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L22306. DOI: 10.1029/2008GL035572.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Freymueller J.T., Titkov N.N., Ekstrom G., Gabsatarov Y.V., Vasilenko N.F., Nettles M., Pрытков A.S., Frolov D.I.* The size and rupture of the great 2013 deep-focus earthquake beneath the sea of Okhotsk: Constraints from GPS // *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.* 2013. Abstract G23B-0782.

#### Сведения об авторе

**СДЕЛЬНИКОВА Ирина Александровна** – младший научный сотрудник сектора геодинимического мониторинга, Геофизическая служба РАН. 249035, Калужская область, г. Обнинск, пр. Ленина, д. 189. Тел.: 8(48439) 20-181. E-mail: sdelnikova@gsras.ru

**СТЕБЛОВ Григорий Михайлович** – профессор, доктор физико-математических наук, заведующий сектором геодинимического мониторинга, Геофизическая служба РАН. 249035, Калужская область, г. Обнинск, пр. Ленина, д. 189; главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(499) 254-61-34. E-mail: steblov@ifz.ru

# MONITORING OF THE TSUNAMIGENIC EARTHQUAKES BY MEANS OF SATELLITE GEODESY

I.A. Sdelnikova<sup>1</sup>, G.M. Steblov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Geophysical Survey RAS, Obninsk, Kaluga reg., Russia*

<sup>2</sup> *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**Abstract.** One of the practical measures to mitigate the consequences of the tsunami after recording the undersea earthquake is an early warning of the approaching wave and estimation of the tsunami risk, which requires the development of a hydrodynamic model of wave propagation. This model should include initial conditions in terms of the seafloor uplift amplitude due to the earthquake. The methods of satellite geodesy used to estimate coseismic displacements of the surface in the vicinity of the earthquake epicenter can be applied to estimate this uplift in near real time.

Based on the satellite geodetic data (GPS data) for the Kuril Islands and Japan, fault plane solutions are modeled for three strong seismic events in the Pacific region: two Simushir earthquakes 15.11.2006 ( $M_w=8.3$ ) and 13.01.2007 ( $M_w=8.1$ ) and the catastrophic Tohoku earthquake 11.03.2011 ( $M_w=9.0$ ). Patterns of vertical coseismic displacements of the seafloor are constructed for these events.

**Keywords:** tsunami, undersea earthquake, earthquake source, satellite geodesy, GPS data.

## References

- Laverov N. P., Lobkovskii L. I., Levin B. V., Rabinovich A. B., Kulikov E. A., Fine I. V., and Thomson R. E., The Kuril tsunamis of November 15, 2006, and January 13, 2007: two trans-Pacific events, *Dokl. Earth Sci.*, 2009, vol. 426, no. 3, pp. 658–664.
- Levin B.V., Fittskh'yu B., Burdzhua D., Rybin A.V., Pinegina T.K., Kaystrenko V.M., Sasorova Ye.V., Razzhigayeva N.G., Belousov A.B., Kopanina A.V., Borisov S.A., Nosov M.A., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Ivel'skaya T.N., Prytkov A.S., Yevdokimov Yu.V., Zharkov R.V., Kozlov D.N., Ganzey K.S., Kravchunovskaya Ye.A., Chibisova M.V., Chirkov S.A., Nyushko T.I., Kharlamov A.A., Koroteyev I.G., Complex expedition to the Kurile Islands in 2007 (II stage), *Vestnik DVO RAS*, 2008, no 3, pp. 111-121 (in Russ).
- Nosov M.A. Tsunami waves of seismic origin: The modern state of knowledge, *Izv. Atmosph. and Oceanic Phys.*, 2014, vol. 50, no. 5, pp. 474-484
- Herring T.A., King R.W., and McClusky S.C. *Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.4*, MIT, 2010, 48 p.
- Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., and Rivera L. The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 2009, vol. 114, no. B11308, DOI: 10.1029/2008JB006280.
- Mori N., Takahashi T., Yasuda T., and Yanagisawa H. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up, *Geophys. Res. Lett.*, 2011, vol. 38, L00G14, DOI: 10.1029/2011GL049210.
- Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth, *Geophys. J. Int.*, 1996, vol. 125, no. 1, pp. 1–14.
- Pollitz F.F., Bürgmann R., and Banerjee P. Geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 2011, vol. 38, L00G08, DOI: 10.1029/2011GL048632.
- Rabinovich A.B., Lobkovsky L.I., Kulikov E.A., Fine I.V., Thomson R.E., and Ivel'skaya T.N. Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007, *Advances In Geosciences*, 2008, vol. 14, no. 1, pp. 105–116.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., and Frolov D.I. Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35, L22306, DOI: 10.1029/2008GL035572.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Freymueller J.T., Titkov N.N., Ekstrom G., Gabsatarov Y.V., Vasilenko N.F., Nettles M., Prytkov A.S., and Frolov D.I. The size and rupture of the great 2013 deep-focus earthquake beneath the sea of Okhotsk: Constraints from GPS, *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 2013, Abstract G23B-0782.
- Vladimirova I.S. Source zones of the Simushir earthquakes: November 15, 2006 ( $M_w=8.3$ ) and January 13, 2007 ( $M_w=8.1$ ) based on satellite geodesy data, *Earthquakes of North Eurasia, 2007*, Obninsk: GS RAN, 2013, pp. 286-291 (in Russ).