

## Генерация свободных гравитационных волн в океане пакетом поверхностных сейсмических волн

К. А. Семенцов<sup>1,\*</sup>, С. В. Колесов<sup>1,†</sup>, М. А. Носов<sup>1,2,‡</sup>, В. А. Карпов<sup>1,§</sup>, Х. Матсумото<sup>3,¶</sup>, Й. Канада<sup>4,\*\*</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,  
физический факультет, кафедра физики моря и вод суши  
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН  
Россия, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б

<sup>3</sup>Японское агентство по морским и наземным исследованиям и технологиям (JAMSTEC)  
Япония, Натсусима, Йокосука 237-00061

<sup>4</sup>Институт образования, исследований и кооперации регионов для кризисного менеджмента  
Сикоку, Университет Кагава, 1-1, Саиваи-чо, Такаматсу, Кагава 760-8521, Япония  
(Статья поступила 29.06.2017; Подписана в печать 30.06.2017)

Генерация свободных гравитационных волн в океане поверхностными сейсмическими волнами исследуется методом численного моделирования на примере землетрясения Тохоку 2011 г. Результаты моделирования находятся в хорошем согласии с записями глубоководных станций DONET. Показано, что колебания дна во время прохождения низкочастотных поверхностных сейсмических волн играют ведущую роль в генерации свободных гравитационных волн, а вклад остаточных деформаций незначителен.

PACS: 92.10.H, 92.10.hl, 91.30.Nw. УДК: 551.466

Ключевые слова: цунами, гравитационные волны в океане, поверхностные сейсмические волны, численное моделирование, линейная потенциальная теория.

### ВВЕДЕНИЕ

Скорость распространения поверхностных сейсмических волн составляет примерно 3500 – 4000 м/с [1]. Максимальная скорость длинных гравитационных волн в океане ( $\sqrt{gH}$ , где  $g = 9.8 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения,  $H$  – глубина океана) не превышает 330 м/с [2]. Таким образом, для любой точки Мирового океана скорость сейсмических волн более чем на порядок превосходит скорость гравитационных волн. Известно, что плоское возмущение, бегущее по дну водоема с постоянной скоростью большей, чем скорость распространения длинных волн, не способно возбуждать свободные гравитационные волны в океане постоянной глубины [2, 3]. Следовательно, свободные гравитационные волны могут возбуждаться бегущими по дну поверхностными сейсмическими волнами только в океане переменной глубины [4, 5].

Эффект генерации свободных гравитационных волн пробегающими по дну поверхностными сейсмическими волнами в океане переменной глубины наблюдался в природе [4, 6–8], исследовался теоретически [4] и численно [9].

В работах [6, 7] рассматриваются записи береговых мареографов, выполненные в заливе Тояма Японско-

го моря во время землетрясения и цунами 25.03.2007 ( $M_w = 6.7$ , USGS). На записях мареографов отчетливо видны малые колебания водного слоя (с амплитудой около 10 см), возникшие сразу после землетрясения и продолжавшиеся вплоть до прихода лидирующей волны цунами (более часа). Авторы показывают, что для численного воспроизведения этих малых колебаний необходимо учесть не только остаточное смещение дна в области очага землетрясения (непосредственно породившее цунами), но и динамику распространения поверхностных сейсмических волн по дну залива Тояма.

В работах [4, 8] исследуются «предшественники» цунами Тохоку 11.03.2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS), зарегистрированные береговыми мареографами в Японском море [8] и глубоководными станциями DONET вблизи Тихоокеанского побережья Японии [4]. Эти «предшественники» имеют амплитуду 2 – 3 см на глубоководье и несколько десятков сантиметров на берегу, их период составляет от 2 до 10 мин. Отметим, что в работах [4, 8] предлагаются принципиально различные физические механизмы, объясняющие данное явление. Авторы работы [8] высказываются за статический механизм генерации «предшественников» цунами, связанный с деформациями дна, оставшимися после прохождения по дну поверхностных сейсмических волн. Авторы работы [4] приводят теоретические оценки, показывающие, что «предшественники» цунами наблюдаемой амплитуды могут возбуждаться колебаниями дна во время прохождения сейсмической волны (динамический механизм).

Уникальную возможность для численного воспроизведения эффекта генерации свободных гравитационных волн пробегающими по дну поверхностными

\*E-mail: sebest@yandex.ru

†E-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru

‡E-mail: nosov@phys.msu.ru

§E-mail: slvwww@gmail.com

¶E-mail: hmatsumoto@jamstec.go.jp

\*\*E-mail: kanedaykg@cc.kagawa-u.ac.jp

сейсмическими волнами в океане переменной глубины предоставляют записи глубоководных станций DONET [10, 11]. Каждая из станций DONET оснащена трехкомпонентным донным акселерометром и донным датчиком давления, расположенными практически в одной точке. Во время землетрясения Тохоку 11.03.2011 функционировали десять станций DONET. Все десять станций успешно записали главное сейсмическое событие (05:46:24 UTC,  $M_w = 9.0$ , USGS), сильный афтершок (06:15:40,  $M_w = 7.9$ , USGS) и последовавшие волны цунами [12, 13]. Взаимное расположение эпицентров обоих сейсмических событий и станций DONET показано на рис. 1. Густота расположения станций позволяет по записям донных акселерометров восстановить динамику движений дна вблизи станций DONET и выполнить на ее основе численное моделирование процесса генерации свободных гравитационных волн.

Целью настоящей работы является детальное исследование эффекта генерации свободных гравитационных волн пробегающими по дну поверхностными сейсмическими волнами в области постановки станций DONET. На первом этапе мы восстанавливаем динамику движений дна в области постановки станций DONET. Затем выполняем численное моделирование генерации свободных гравитационных волн в этой области и сравниваем результаты моделирования с реальными записями донных датчиков давления станций DONET. И, наконец, проводим численный эксперимент, позволяющий выяснить, какой из механизмов генерации свободных гравитационных волн является преобладающим — статический или динамический.

### 1. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДИНАМИКИ ДВИЖЕНИЯ ДНА В ОБЛАСТИ ПОСТАНОВКИ СТАНЦИЙ DONET

Расчетная область, в которой выполнялось численное моделирование, имеет координаты 32.8°-34.2° с. ш., 135.8°-138.0° в. д. (см. рис. 1). Горизонтальные размеры расчетной области (200 км × 150 км) значительно меньше, чем расстояние до эпицентра землетрясения (800 км). В связи с этим в расчетной области поверхностные сейсмические волны можно приближенно считать плоскими, т.е. имеющими постоянный профиль и распространяющимися вдоль некоторого направления (условно показанного стрелкой на рис. 1). Для восстановления динамики движения дна в рамках приближения плоской волны нам необходимо выбрать запись одной, «базовой», станции DONET в качестве эталонного профиля сейсмической волны (мы выбрали «E18»). Затем необходимо найти направление и модуль скорости распространения сейсмических волн, проведя кросс-корреляционный анализ записей различных станций. И, наконец, зная профиль, скорость и направление распространения сейсмической волны мы сможем рассчитать динамику движений дна во всей области.

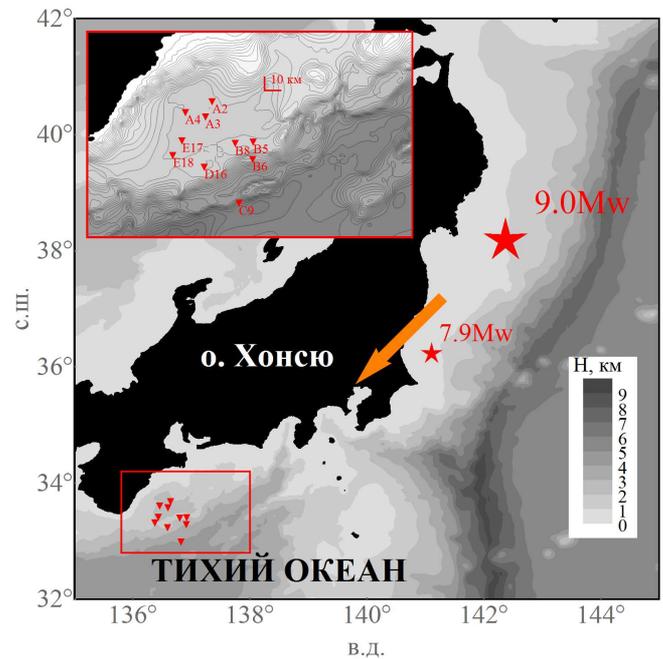


Рис. 1: Расположение эпицентра землетрясения 11.03.2011 (большая звездочка), главного афтершока (маленькая звездочка) и расчетной области (красный прямоугольник). Треугольниками показано расположение станций DONET, стрелочкой — примерное направление распространения сейсмических волн (в рамках приближения плоской волны). В правой нижней части рисунка приведена черно-белая шкала глубин. На врезке в левом верхнем углу более детально показана расчетная область, масштабы длин по горизонтальным осям (10 км) обозначены уголком

Акселерометры станций DONET записывают три компоненты ускорения дна: вертикальную ( $a_z$ ), «северную» ( $a_N$ ) и «восточную» ( $a_E$ ). Известно, что поверхностные гравитационные волны в океане возбуждаются только при колебаниях дна с достаточно низкими частотами, удовлетворяющими соотношению  $f < f_c \equiv \alpha \sqrt{g/H}$ , где  $\alpha$  — числовой коэффициент  $\sim 1$ . Следовательно, записи акселерометров могут быть подвергнуты низкочастотной фильтрации (сохраняется только часть сигнала на частотах  $f < f_c$ ). Точное значение коэффициента  $\alpha$  можно вычислить из аналитического решения задачи о генерации гравитационных волн колебаниями дна [5, 14–16]. Примем для данного коэффициента значение  $\alpha \approx 0.366$ , соответствующее стократному ослаблению амплитуды волны по сравнению с амплитудой колебаний дна. Так как большая часть станций DONET расположена на глубинах около  $H = 2000$  м, при фильтрации в качестве критической была выбрана частота  $f_c \approx 0.025$  Гц, соответствующая этой глубине.

Дважды проинтегрировав отфильтрованные записи, мы получаем зависимость смещений дна от времени для каждой из трех компонент. При интегрировании в полученных смещениях наблюдается тренд, не име-

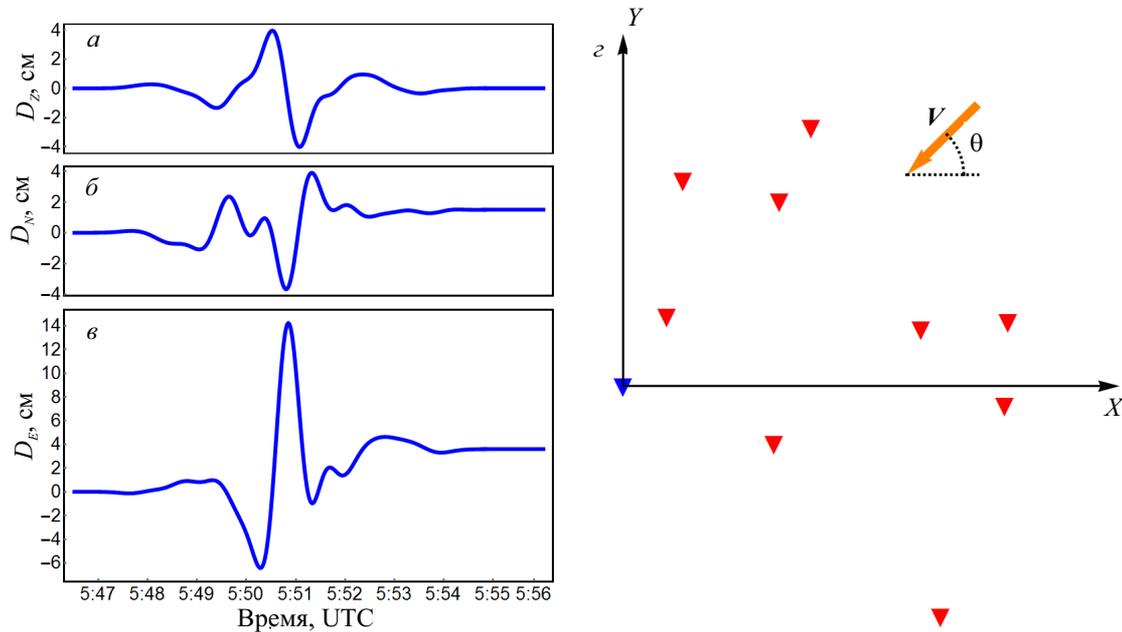


Рис. 2: Профили смещения, восстановленные на основе записей донных акселерометров DONET и ближайших наземных GPS-станций (вертикальная — *a*, северная — *б* и восточная — *в*) компоненты; *z* — схематическое изображение 10 станций DONET (треугольники). Синим цветом выделена станция «E18», к которой привязана система координат и запись которой использовалась для восстановления профиля распространяющейся плоской волны

ющий физического смысла, а являющийся результатом накопления инструментальных ошибок акселерометров. Следовательно, необходимо выполнить независимую коррекцию полученных смещений. Для этой цели мы использовали данные об остаточных косейсмических деформациях, основанные на записях наземных GPS-станций, расположенных вблизи расчетной области. Записи наземных GPS-станций находятся в свободном доступе на веб-странице исследовательской команды ARIA Калифорнийского Технологического Института (оригинальные данные системы GEONET RINEX предоставлены японским агентством GSI). Профили смещений, полученные описанным образом, показаны на рис. 2, *a*, *б*, *в*. Видно, что в горизонтальном направлении имеются остаточные косейсмические деформации ( $\eta_N \approx 1.5$  см,  $\eta_E \approx 3.3$  см,  $\eta_{NE} = \sqrt{\eta_N^2 + \eta_E^2} \approx 3.6$  см), а в вертикальном направлении остаточных деформаций не выявлено.

Для нахождения направления и модуля скорости распространения плоской сейсмической волны мы пользовались методикой, предложенной в работе [17]. Свяжем с точкой постановки станции «E18» начало координат, оси  $OX$  и  $OY$  направим на восток и на север (рис. 2, *z*). Тогда остальные девять станций будут иметь координаты  $X_i$  и  $Y_i$ . Расстояния между соседними станциями DONET (10–15 км) существенно меньше характерной длины поверхностных сейсмических волн, поэтому низкочастотные компоненты акселерограмм хорошо коррелируют друг с другом (коэффициент корреляции — 0.85–0.95 в зависимости от вы-

бора пары станций). В связи с этим, используя кросс-корреляционный анализ сейсмограмм, мы можем найти для каждой из девяти станций величину  $\Delta T_i$  — сдвиг по времени между записью  $i$ -й станции и идентичной записью станции «E18».

Введем вектор медленности  $\mathbf{S} = \{S_x, S_y\}$ , так что его модуль — обратная величина по отношению к модулю скорости сейсмической волны ( $|\mathbf{S}| = 1/|\mathbf{v}|$ ). Тогда для нахождения компонент вектора медленности необходимо решить набор линейных уравнений ( $i=1 \dots 9$ ):

$$\Delta T_i = X_i S_x + Y_i S_y.$$

Подобрав наилучшее решение указанной переопределенной системы уравнений методом наименьших квадратов, получаем значения для модуля и угла распространения фазовой скорости:  $|\mathbf{v}| = 3510$  м/с,  $\theta = 44^\circ$ . Теперь, зная скорость, направление и профиль сейсмической волны мы можем рассчитать динамику движений дна в любой точке расчетной области.

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для выполнения численного моделирования мы пользовались комбинированной 2D/3D численной моделью, состоящей из двух блоков — глубоководного и мелководного [18]. Глубоководный блок основан на линейной потенциальной теории, мелководный блок — на линейной теории длинных волн. В обоих блоках

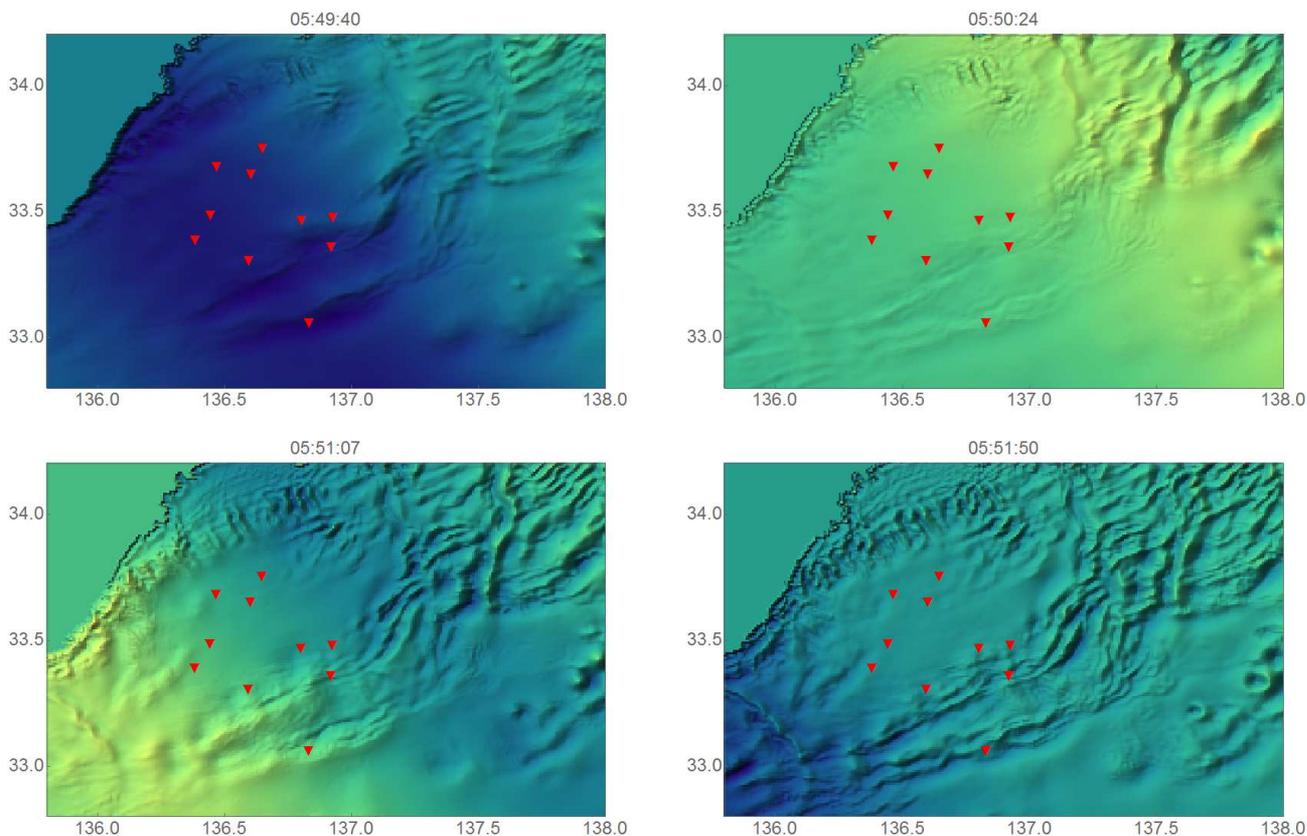


Рис. 3: Результаты моделирования свободной поверхности океана для последовательных моментов времени. Красными треугольниками показано расположение станций DONET

уравнения записаны в терминах потенциала скоростей. Динамическая «сшивка» блоков производится на изобате  $H_0 = 1000$  м.

На рис. 3 показаны результаты моделирования свободной поверхности океана для последовательных моментов времени (с интервалом  $\approx 40$  с). Видно, что после прохождения сейсмической волны на поверхности океана наблюдаются свободные волны, возникающие над неоднородностями дна (см. рельеф дна, приведенный на врезке рис. 1).

На рис. 4 представлены вариации придонного давления, записанные станциями DONET (показаны черным цветом), и результаты численного воспроизведения вариаций придонного давления в тех же точках (показаны синим цветом). На рис. 4, а, б приведены результаты для станции «А4», а на рис. 4, в, г приведены результаты для станции «В8». Видно, что около 5:52 UTC наблюдаются ярко выраженные всплески — вынужденные колебания водной толщи, связанные с прохождением волны Рэлея. В этой области наблюдается удовлетворительное совпадение между модельным и измеренным давлением лишь по времени прихода. Амплитуда же измеренного давления существенно превосходит амплитуду смоделированного. Такое расхождение обусловлено тем, что целью нашего моделирования было воспроизведение свободных гравитационных

волн, а не вынужденных колебаний. В связи с этим в модель вводилась только низкочастотная составляющая движений дна, а значительная часть сигнала, лежащего в диапазоне вынужденных колебаний, отфильтровывалась (см. разд. 1 настоящей работы).

В области свободных гравитационных волн (от  $t_1 = 5 : 55$  UTC до  $t_2 = 6 : 05$  UTC) наблюдается хорошее согласие между результатами моделирования и данными наблюдений по времени прихода, по амплитуде и даже по волновым формам. Для количественной оценки совпадения между результатами моделирования и данными природных наблюдений мы рассчитывали нормированную среднеквадратичную разность между соответствующими рядами данных в области свободных гравитационных волн:

$$\varepsilon = \frac{1}{\max[X] - \min[X]} \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (X_n - Y_n)^2}{N}}. \quad (1)$$

Здесь  $X_n$  и  $Y_n$  — результаты наблюдений и моделирования с шагом по времени 1 с (значение  $n = 1$  соответствует моменту времени  $t_1$ , значение  $n = N$  соответствует моменту времени  $t_2$ ). Нормированная среднеквадратичная разность, рассчитанная по формуле (1), составляет 16–24% в зависимости от станции.

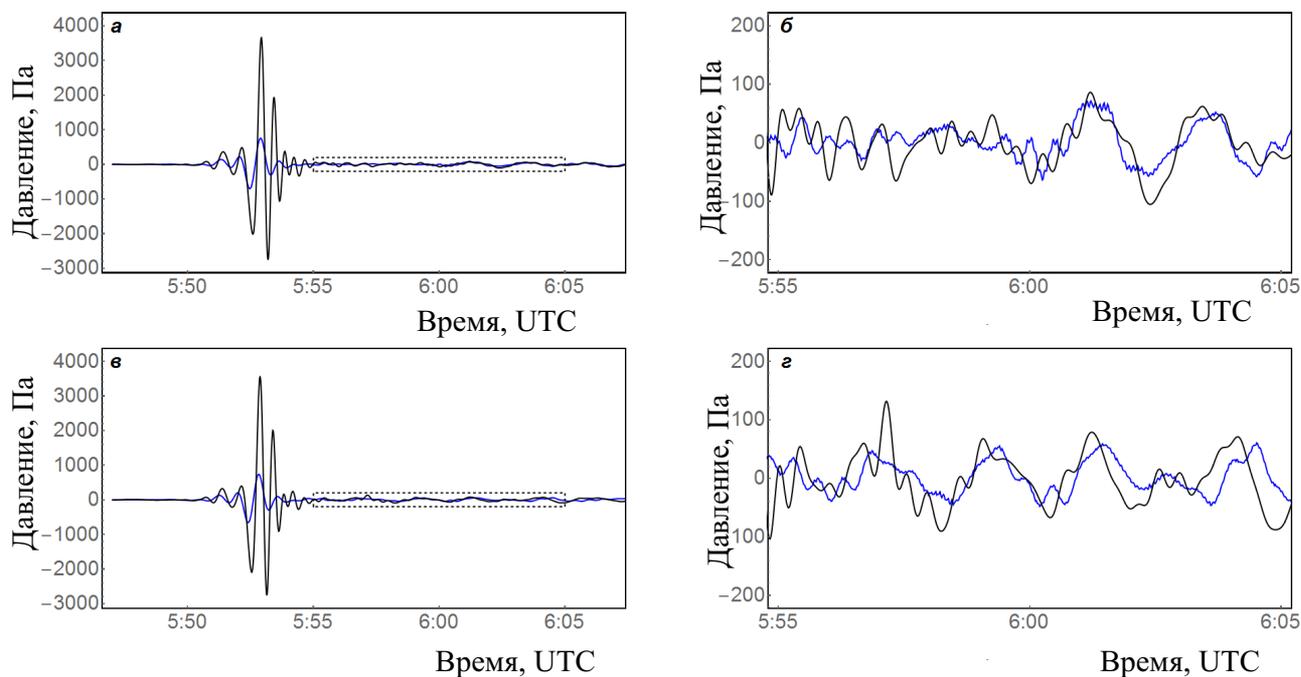


Рис. 4: Результаты моделирования генерации свободных гравитационных волн. Черным цветом показаны вариации придонного давления, записанные станциями DONET, синим — результаты численного воспроизведения придонного давления в тех же точках. Результаты представлены для станций «А4»: (а — первые 30 минут после землетрясения, б — промежуток времени, в котором наблюдались гравитационные волны) и «В8»: в — первые 30 минут после землетрясения, г — промежуток времени, в котором наблюдались гравитационные волны)

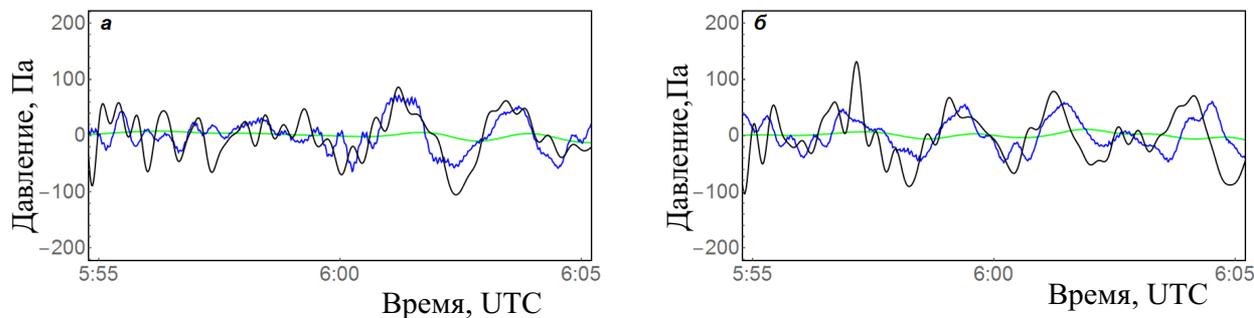


Рис. 5: Придонное давление в точках постановки станций DONET: а — «А04» и б — «В08». Черной линией показано измеренное давление, синей линией — результаты моделирования в рамках динамической модели, зеленой линией — в рамках статической модели

### 3. СРАВНЕНИЕ СТАТИЧЕСКОГО И ДИНАМИЧЕСКОГО МЕХАНИЗМОВ ГЕНЕРАЦИИ СВОБОДНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН

Для выявления роли остаточных деформаций в генерации свободных гравитационных волн пробегающими по дну поверхностными сейсмическими волнами был проведен следующий численный эксперимент. Предполагалось, что поверхностная сейсмическая волна распространяется по дну с той же скоростью, что и в реальности ( $U = 3510$  м/с), а ее профиль представляет собой не изображенный на рис. 2 волнообразный импульс, а плавное (в течение 30 с) смеще-

ние до зарегистрированных косейсмических деформаций. Напомним, что частота возбуждаемых движениями дна гравитационных волн не превышает критическую  $f < f_c \approx 0.025$  Гц, что соответствует периоду  $T = 40$  с. Таким образом, возникновение остаточных деформаций за 30 с может рассматриваться как мгновенное. Результаты моделирования, проведенного с таким «статическим» источником, представлены на рис. 5. Видно, что динамический источник воспроизводит наблюдаемые амплитуды гравитационных волн, а «статический» — нет.

Сравнение максимальной амплитуды гравитационных волн, воспроизведенных в рамках статического

механизма, и максимальной амплитуды наблюдаемых гравитационных волн показало, что относительная разница между ними колеблется в пределах 6–13 % в зависимости от станции. Таким образом, высказанное в работе [4] предположение о том, что механизм генерации свободных гравитационных волн пробегающими по дну поверхностными сейсмическими волнами имеет динамическую, а не статическую природу, подтвердилось.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе записей акселерометров глубоководных станций DONET и наземных GPS-станций, расположенных на полуострове Кии, восстановлена динамика движения океанического дна вблизи области постановки станций DONET при катастрофическом землетрясении 11.03.2011.

В рамках линейной потенциальной теории выполнено трехмерное численное моделирование генерации свободных гравитационных волн пакетом поверхност-

ных сейсмических волн в области постановки станций DONET. Результаты численного моделирования находятся в хорошем согласии с данными наблюдений (расхождение между рядами данных составляет 16–24 %) и подтверждают предположение о том, что возбуждение свободных гравитационных волн в океане поверхностными сейсмическими волнами происходит в областях с переменным рельефом дна.

Проведен численный эксперимент, подтвердивший, что механизм генерации свободных гравитационных волн имеет динамическую природу. При этом вклад остаточных деформаций дна в амплитуду гравитационных волн колеблется в пределах 6–13 % в зависимости от станции.

Авторы признательны компаниям GSI (Geospatial Information Authority, Japan), NGDS (Nippon GPS Data Service, Japan), Hitz (Hitachi Zosen Co., Japan), GPSS (GPS Solutions, Boulder, CO, USA) и VERIPOS за предоставленные данные. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 16-55-50018, 16-35-00232).

- 
- [1] Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. 1. М.: Мир, 1983.
  - [2] Лайтхилл Дж. Волны в жидкостях. М.: Мир, 1981.
  - [3] Пелиновский Е. Н. Гидродинамика волн цунами. ИПФ РАН. Нижний Новгород, 1996.
  - [4] Носов М. А., Семенов К. А., Колесов С. В., Матсумото Х., Левин Б. В. ДАН. 2015. **461**, № 5. С. 593.
  - [5] Levin B. W., Nosov M. A. Physics of Tsunamis. Second Edition. Springer, 2016.
  - [6] Inoue S., Ohmachi T., Takahashi A. Proceedings of Coastal Engineering. JSCE. Japan Society of Civil Engineers. 2008. **55**. P. 341. (in Japanese).
  - [7] Nagao R., Inoue S., Ohmachi T. Journal of Japan Society of Civil Engineers. Ser. B2 (Coastal Engineering). 2010. **66**, N 1. P. 301. (in Japanese).
  - [8] Murotani S., Iwai M., Satake K., Shevchenko G., Loskutov A. Pure and Applied Geophysics. 2015. **172**, N 3–4. P. 683.
  - [9] Семенов К. А., Носов М. А., Колесов С. В., Ву Ю. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. 2017 (принята к печати).
  - [10] Kaneda Y. Proc. OCEANS Conf. 2010.
  - [11] Nakano M., Tonegawa T., Kaneda Y. JAMSTEC Rep. Res. Dev. 2012. **15**, September. P. 77. (in Japanese).
  - [12] Matsumoto H., Kaneda Y. Proc. 11th SEGJ International Symposium, Yokohama, Japan. 2013. P. 493.
  - [13] Matsumoto H., Nosov M. A., Kolesov S. V., Kaneda Y. Journal of Disaster Research. 2017. **12**, N 1. P. 163.
  - [14] Носов М. А. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. 1992. **33**, № 1. С. 109. (Nosov M. A. Moscow Univ. Phys. Bull. 1992. **47**. N 1. P. 110).
  - [15] Носов М. А., Григорьева С. С. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. 2015, № 4. С. 109. (Nosov M. A., Grigorieva S. S. Moscow Univ. Phys. Bull. 2015. **70**, N 4. P. 326.)
  - [16] Нурисламова Г. Н., Носов М. А. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. 2016. № 5. С. 50. (Nurislamova G. N., Nosov M. A. Moscow Univ. Phys. Bull. 2016. **71**, N 5. P. 520).
  - [17] Fukao Y., Sugioka H., Ito A., Shiobara H., Sandanbata O., Watada S., Satake K. Japan Geoscience Union Meeting. 2016.
  - [18] Колесов С. В., Носов М. А. Ученые записки физ. ф-та Московского ун-та. 2016. № 3. С. 163904.

## Generation of free gravity waves in the ocean by packet of surface seismic waves

K. A. Sementsov<sup>1,a</sup>, S. V. Kolesov<sup>1,b</sup>, M. A. Nosov<sup>1,2,c</sup>, V. A. Karpov<sup>1,d</sup>, H. Matsumoto<sup>3,e</sup>, Y. Kaneda<sup>4,f</sup>

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

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

<sup>3</sup>Japan Agency for Marine–Earth Science and Technology (JAMSTEC). Yokosuka 237-00061, Japan  
<sup>4</sup>Institute of Education, Research and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University. Kagawa 760-8521, Japan

E-mail: <sup>a</sup>sebbest@yandex.ru, <sup>b</sup>kolesov@ocean.ru, <sup>c</sup>nosov@phys.msu.ru, <sup>d</sup>slvwww@gmail.com, <sup>e</sup>hmatsumoto@jamstec.go.jp,  
<sup>f</sup>kanedaykg@cc.kagawa-u.ac.jp

Generation of free gravity waves in the ocean by surface seismic waves is examined with use of numerical simulation by example of the 2011 Tohoku earthquake. Results of numerical simulation are in a good agreement with the records of deep-ocean stations DONET. It is shown, that ocean-bottom oscillations during the passage of low-frequency surface seismic waves play the key role in free gravity waves generation whereas the role of residual deformation is negligible.

PACS: 92.10.H, 92.10.hl, 91.30.Nw.

*Keywords:* ocean gravity waves, surface seismic waves, numerical simulation, linear potential theory.

*Received 29 June 2017.*

#### Сведения об авторах

1. Семенцов Кирилл Александрович — ст. лаборант; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: [sebbest@yandex.ru](mailto:sebbest@yandex.ru).
  2. Колесов Сергей Владимирович — канд. физ.-мат. наук, мл. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: [kolesov@ocean.phys.msu.ru](mailto:kolesov@ocean.phys.msu.ru).
  3. Носов Михаил Александрович — доктор физ.-мат. наук, профессор РАН, профессор, зав. отделением; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: [nosov@phys.msu.ru](mailto:nosov@phys.msu.ru).
  4. Карпов Вячеслав Александрович — бакалавр 4 г.о.; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: [slvwww@gmail.com](mailto:slvwww@gmail.com).
  5. Матсумото Хироюки — исследователь; тел.: +81-(0)46-866-3811, e-mail: [hmatsumoto@jamstec.go.jp](mailto:hmatsumoto@jamstec.go.jp).
  6. Канада Йошиюки — профессор; тел.: +81-87-832-1666, e-mail: [kanedaykg@cc.kagawa-u.ac.jp](mailto:kanedaykg@cc.kagawa-u.ac.jp).
-