

Проявления землетрясений и цунами по данным глубоководных станций

М. А. Носов*

*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
физический факультет, кафедра физики моря и вод суши
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2
(Статья поступила 25.04.2016; Подписана в печать 05.05.2016)*

Статья содержит краткие сведения об истории создания глубоководных обсерваторий, предназначенных для регистрации землетрясений и цунами. Описаны преимущества глубоководных регистраторов цунами по сравнению с береговыми измерителями. Проанализированы особенности проявления катастрофического землетрясения и цунами 11 марта 2011 г. по данным обсерваторий DONET и DART.

PACS: 92.10.Hm, 91.30.Nw

УДК: 556.044, 551.466

Ключевые слова: землетрясения, цунами, донная обсерватория, сейсмометр, датчик давления, DONET, DART

До второй половины 20-го века для регистрации землетрясений и цунами использовались исключительно наземные сейсмостанции и береговые мареографы. В 60-х годах получает развитие донная сейсмология [1]. В это же время С. Л. Соловьев предлагает «гидрофизический» метод прогноза цунами, основанный на регистрации волн вдали от берега донными станциями [2, 3]. Получив существенное техническое развитие к концу 20-го века [4–6], этот метод ныне активно используется на практике: вариации уровня моря регистрируются высокочувствительными датчиками давления, установленными на дне океана. В последнее десятилетие в Мировом океане развернута сеть глубоководных станций DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>), насчитывающая к настоящему времени более 60 станций. Аналогичные глубоководные измерители уровня моря, функционирующие с конца 20-го века, имеет японское агентство JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, <http://www.jamstec.go.jp/>) [7]. В 2009 г. у тихоокеанского побережья Канады установлена система NEPTUNE [8]. В стадии разработки находится и европейская система донных обсерваторий EMSO (European Multidisciplinary Seafloor Observatory), обладающая возможностями регистрации цунами [9]. Здесь мы перечислили некоторые наиболее известные системы глубоководных измерителей цунами, и список этот можно было бы продолжать.

По сравнению с береговыми измерениями глубоководная регистрация цунами имеет целый ряд важных преимуществ [10, 11]. Во-первых, в силу того, что скорость цунами возрастает при увеличении глубины океана, глубоководный датчик быстрее зарегистрирует волну, чем береговой мареограф, расположенный на том же расстоянии от очага. Во-вторых, при подходе к побережью волна цунами сильно искажается (например, из-за резонанса в бухтах) и отчасти «забы-

вает» о свойствах породившего ее источника. В то же время в открытом океане сигнал цунами не является искаженным или фильтрованным. В-третьих, амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) донных датчиков давления является абсолютно плоской в диапазоне волн цунами, в то время как многим береговым мареографам свойственна сложная и непостоянная АЧХ. В-четвертых, частотный диапазон волн цунами характеризуется чрезвычайно низким уровнем фонового шума (~0.001 м), что позволяет легко различать сигнал цунами с амплитудой порядка 0.01 м. Для сравнения отметим, что в диапазоне длин волн цунами уровень естественного «шума» (вариации положения поверхности воды, обязанные мезомасштабным океаническим вихрям) значительно выше (~0.1 м), что затрудняет выделение сигнала цунами на профиле уровня моря при «мгновенной» съемке вдоль трека спутниковым альтиметром. И, наконец, еще одним важным преимуществом глубоководных измерителей, по сравнению с береговыми, является их «неуязвимость» по отношению к разрушающему воздействию катастрофических волн цунами, которое всегда приурочено к мелководью или зоне наката.

На записях, получаемых с использованием станций DART или иных аналогичных систем, перед вступлением цунами всегда наблюдается высокочастотный шумоподобный сигнал, порожденный сейсмическими волнами [12, 13]. Адекватная интерпретация этого сигнала обычно затруднена как большим интервалом дискретизации данных (15 с для DART), так и отсутствием данных о сейсмических движениях дна в точке установки регистратора давления.

Детальный анализ сигналов, предшествующих вступлению цунами, стал возможен, благодаря уникальным техническим возможностям системы DONET (Dense Oceanfloor Network System for Earthquakes and Tsunamis), которая была установлена в 2006–2011 гг. Японским агентством морских и наземных исследований и технологий (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology — JAMSTEC) [14].

Система DONET включает в себя 20 донных станций, соединенных кабельными линиями с береговым

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

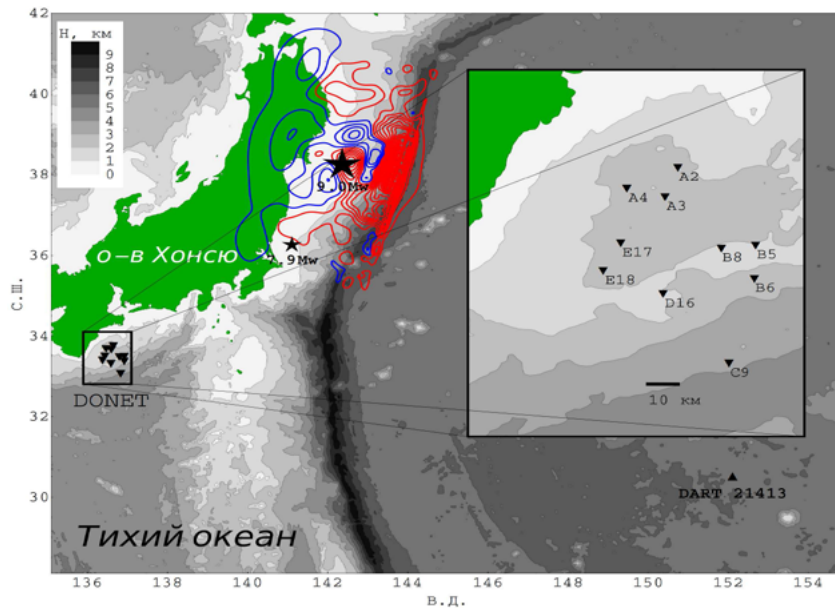


Рис. 1: Взаимное расположение станций DONET, DART (треугольники) и эпицентров основного землетрясения 11.03.2011 и первого сильного афтершока (звездочки). Изолинии — косейсмическая деформация дна (красная линия — поднятие, синяя — опускание, интервал 0.5 м). Изобаты построены с интервалом 1 км. Шкала глубин показана в левом верхнем углу. На врезке детально показана область вблизи станций DONET

центром обработки данных. Каждая станция оснащена сейсмометром (Ocean Bottom Seismometer — OBS) и датчиком давления (Pressure Gauge — PG), размещенными практически в одной точке — на удалении не более 10 м друг от друга. Станции установлены на глубинах от 1900 до 4400 м, расстояние между ними варьируется от 15 до 20 км. Частота дискретизации данных составляет 10 Гц для вариаций давления и 200 Гц для ускорений движения дна.

К моменту катастрофического землетрясения у побережья Японии (землетрясение Тохоку), произошедшего 11 марта 2011 г., функционировали 10 станций DONET, — все они успешно записали как само сейсмическое событие, так и последовавшие за ним волны цунами [15, 16]. По данным Геологической Службы США (USGS) землетрясение Тохоку произошло в 05 ч. 46 мин. 24 сек. (UTC), его эпицентр (38.297° с. ш., 142.372° в. д.) располагался в 129 км к востоку от города Сендай, глубина гипоцентра составила 30 км, моментная магнитуда $M_w = 9.0$. Сильный афтершок ($M_w = 7.9$, эпицентр: 36.281° с. ш., 141.111° в. д., глубина 42 км), который произошел в 06 ч. 15 мин. 40 сек., также был зарегистрирован всеми 10 станциями DONET. Взаимное расположение эпицентров обоих сейсмических событий и станций DONET показано на рис. 1. Изолиниями на рисунке изображена вертикальная косейсмическая деформация дна (очаг цунами), рассчитанная нами по структуре подвижки (Finite Fault Model, USGS) [17].

Спектр сейсмических движений дна обычно охватывает диапазон от 0.001 до 100 Гц. Гравитационные волны возникают при колебаниях дна с низкими ча-

стотами: $f < f_g \equiv \alpha \sqrt{g/H}$, где g — ускорение силы тяжести, H — глубина океана, α — числовой коэффициент ~ 1 , точное значение которого можно определить из аналитического решения задачи о генерации гравитационных волн колебаниями участка дна [11]. В дальнейшем будем использовать значение коэффициента $\alpha_{100} \approx 0.366$, соответствующее стократному ослаблению амплитуды волны по сравнению с амплитудой колебаний дна (для сравнения: $\alpha_{10} \approx 0.273$, $\alpha_{1000} \approx 0.439$). Гидроакустические волны возникают при высокочастотных колебаниях дна: $f > f_{ac} \equiv c/4H$, где c — скорость звука в воде. Промежуточный частотный диапазон $f_g < f < f_{ac}$ соответствует вынужденным колебаниям, когда водный слой следует за движениями дна. В этом случае ни гравитационные, ни акустические волны не возникают, а вариации придонного давления p связаны с ускорением движения дна а по второму закону Ньютона: $p = \rho H a$, где ρ — плотность воды. Для условий нашей планеты всегда выполняется условие: $f_g < f_{ac}$. Следовательно, частоты гравитационных и гидроакустических волн, возникающих в результате подводных землетрясений, во всех случаях лежат в различных и непересекающихся диапазонах.

На рис. 2 в качестве примера представлены сейсмограмма (вертикальная компонента ускорения) и вариации давления, зарегистрированные станцией DONET «A2». Сигналы представлены вместе с нормированными на максимальное значение спектрограммами (вейвлет-преобразование Морле). На спектрограммах отмечено положение характерных частот $f_g \approx 0.0256$ Гц и $f_{ac} \approx 0.187$ Гц, значения кото-

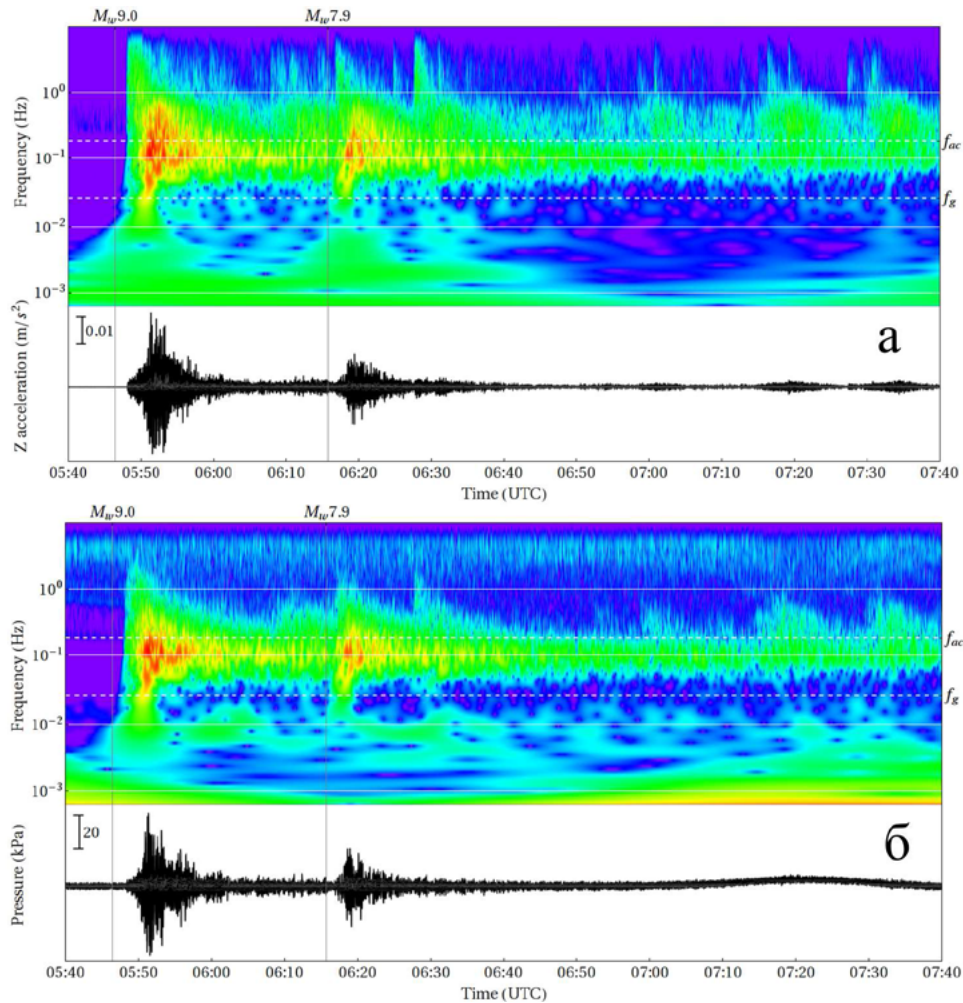


Рис. 2: Вертикальные ускорения (а) и вариации придонного давления (б), зарегистрированные станцией DONET «A2» во время землетрясения 11.03.2011 г., и спектрограммы сигналов. Отмечены моменты времени, соответствующие основному сейсмическому событию ($M_w 9.0$) и афтершоку ($M_w 7.9$). Белыми пунктирными линиями на спектрограммах показано положение критических частот для гидроакустических (f_{ac}) и гравитационных (f_g) волн

рых получены по приведенным выше формулам при $H_{A2} = 2011$ м, $g = 9.8$ м/с² и $c = 1500$ м/с.

Из рис. 2 видно, что после землетрясения первыми вступают высокочастотные объемные волны, затем — низкочастотная диспергирующая волна Релея. Наиболее интенсивный и долгоживущий сигнал — проявление связанных упругих колебаний водного и подлежащего осадочного слоев — наблюдается на частотах ~ 0.1 Гц. Эта частота лежит в диапазоне вынужденных колебаний $f_g < f < f_{ac}$, о чем свидетельствует полная — вплоть до мелких деталей — идентичность спектрограмм ускорения и давления в указанном диапазоне. Таким образом, проявляется линейная связь между вариациями давления и ускорением дна, следующая из второго закона Ньютона.

Проследим связь между вариациями давления и ускорением колебаний дна путем сопоставления спектров мощности сигналов. Для того чтобы спектры мощности вариаций давления и ускорения мож-

но было изобразить на одном графике, сигнал, зарегистрированный акселерометром, представим в единицах давления в соответствии с формулой $p = \rho H a$. Для расчета спектров мы использовали фрагменты записей длительностью 15 мин, соответствующие основному сейсмическому событию $M_w 9.0$ (05:46–06:01 UTC) и афтершоку $M_w 7.9$ (06:15–06:30 UTC). Сглаженные спектральные оценки представлены на рис. 3. Красными кривыми показаны спектры мощности ускорения, синими кривыми — спектры мощности вариаций давления.

Из рис. 3 видно, что в диапазоне «вынужденные колебания» ($f_g < f < f_{ac}$) действительно наблюдается близкий ход красных и синих кривых. Вне этого частотного диапазона кривые расходятся. Примечательно, что степень совпадения кривых не зависит от того, какому сейсмическому событию соответствуют наблюдаемые сигналы — основному землетрясению $M_w 9.0$ или афтершоку $M_w 7.9$.

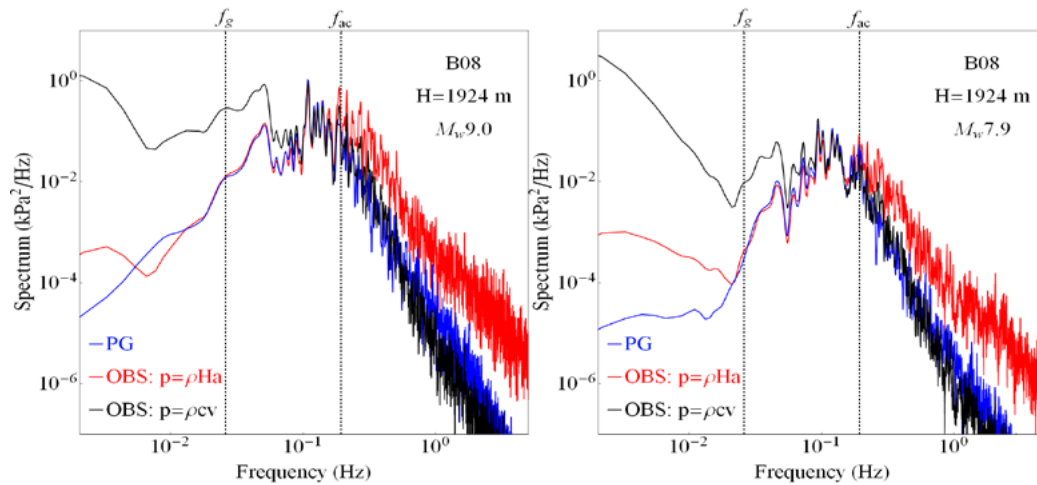


Рис. 3: Спектры мощности сигналов, зарегистрированных датчиками давления (синяя кривая) и акселерометрами (красные и черные кривые) станции DONET B08 после основного сейсмического события $M_w 9.0$ (05:46–06:01 UTC) и после первого сильного афтершока $M_w 7.9$ (06:15–06:30 UTC). Красные кривые соответствуют спектру вертикального ускорения, представленного в единицах давления по формуле $p = \rho H a$. Черные кривые — спектр мощности вертикальной скорости, представленный в единицах давления. Спектр скорости рассчитан по спектру ускорения в соответствии с формулой $S = \rho^2 c^2 S_a / \omega^2$. Вертикальные пунктирные линии показывают положение критических частот для гидроакустических (f_{ac}) и гравитационных (f_g) волн

В гидроакустике известна связь между скоростью движения частиц в волне и давлением $p = \rho c u$. Для сложной геометрии системы (неровное дно, взволнованная поверхность воды) и при наличии многократных отражений акустических волн от поверхности воды и дна океана вместо точного выполнения этого соотношения следует ожидать совпадения «по порядку величины», которое должно иметь место в частотном диапазоне «акустические волны» ($f > f_{ac}$): $p \sim \rho c u$. Для проверки соотношения, к сожалению, мы не имели возможности использовать записи с велосиметров станций DONET (из-за насыщения). Но, в силу известной связи между скоростью и ускорением $u \sim a/\omega$, где ω — циклическая частота, спектр мощности скорости S_u несложно восстановить по спектру мощности ускорения S_a : $S_u \sim S_a / \omega^2$. Т.о. следует ожидать, что в частотном диапазоне $f > f_{ac}$ спектры вариаций давления и ускорения будут связаны между собой следующим образом: $S_p \sim \rho^2 c^2 S_a / \omega^2$. Спектры, рассчитанные по акселерограммам в соответствии с этой формулой, представлены на рис. 3 черными кривыми. Хорошо видно, что черные и синие кривые действительно обнаруживают общую тенденцию в диапазоне $f > f_{ac}$. Как уже пояснялось, о точном соответствии кривых, в данном случае, речь не идет. При больших частотах (и при очень малых амплитудах сигнала) наблюдается некоторое систематическое различие в ходе черных и синих кривых, что, вероятно, связано с проявлением аппаратных шумов датчиков давления.

Обратимся далее к анализу гравитационных волн. На записи вариаций давления (рис. 2б) достаточно хорошо заметно вступление волны цунами, которая достигает станции «A2» более чем через час после ос-

новного сейсмического события. В силу значительно большего эпицентрального расстояния (~ 800 км) сейсмические волны и цунами разделены во времени, поэтому обе фазы наблюдаются отчетливо. Однако амплитуда вариаций давления, обязанных сейсмическим волнам (44 кПа), более чем на порядок превосходит амплитуду сигнала цунами (3.7 кПа). На меньших эпицентральных расстояниях сигнал цунами может быть полностью закамуфлирован проявлениями сейсмических и гидроакустических волн. В этом случае для выделения сигнала цунами следует применять низкочастотную фильтрацию. В качестве частоты отсечки фильтра целесообразно выбирать величину f_g , т.к. гравитационные волны с частотами $f > f_g$ практически не проявляются в вариациях придонного давления. Этот факт следует из потенциальной теории волн, согласно которой вариации донного давления и смещения свободной поверхности в гравитационных волнах связаны формулой $p/\rho g \xi = 1/ch(kH)$, где k — волновое число, связанное с частотой дисперсионным соотношением $\omega^2 = gk \operatorname{th}(kH)$. При увеличении частоты волн в окрестности значения f_g амплитуда вариаций давления экспоненциально быстро падает. А низкочастотные ($f \ll f_g$) волны проявляются в вариациях давления без ослабления ($p/\rho g \xi \rightarrow 1$). На практике для выделения низкочастотных (длинных) волн можно использовать частоту отсечки фильтра $f_{lw} \approx 0.0718 \sqrt{g/H}$. Числовой коэффициент в формуле обеспечивает отклонение функции $1/ch(kH)$ от 1 не более чем на 10%. (если потребовать отклонение не более 1%, то значение коэффициента составит 0.0225). В работе [18] с использованием коэффициента «0.0718» мы получили хорошее согласование предвычисленных и измерен-

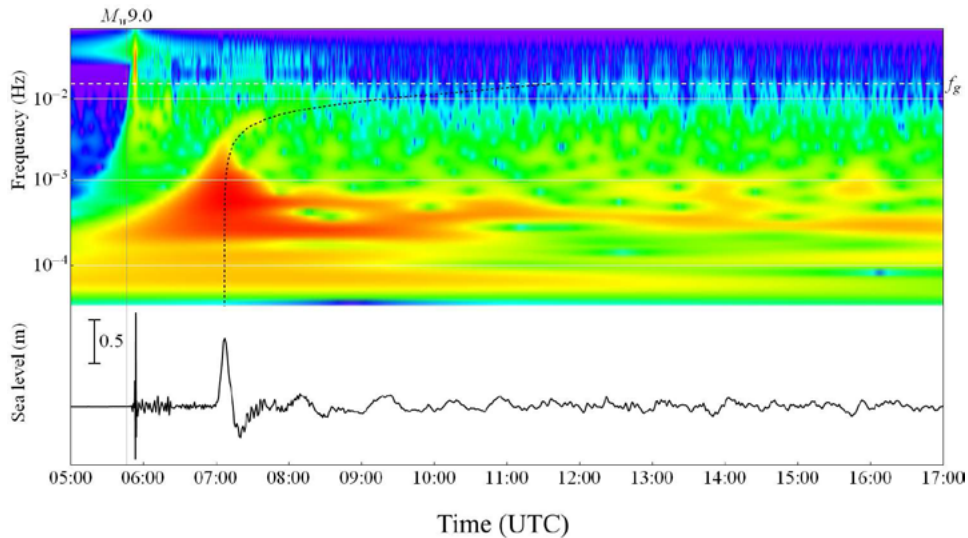


Рис. 4: Сигнал, зарегистрированный глубоководной станцией DART 21413 во время землетрясения и цунами 11 марта 2011 г., и спектрограмма сигнала. Продолжительность записи 12 часов. Отмечен момент времени, соответствующий началу землетрясения $M_w 9.0$. Белой пунктирной линией на спектрограмме показано положение критической частоты для гравитационных (f_g) волн. Черной пунктирной линией показана теоретическая оценка времени вступления сигнала, рассчитанная по формуле $t_{ar} = L/C_{gr}$

ных волн цунами. Подчеркнем, что выделение сигнала, соответствующего волнам цунами, — важнейший элемент системы оперативного прогноза. Прогностические модели цунами обычно основаны на уравнениях теории длинных волн. Следовательно, в качестве источника возмущения в такие модели следует вводить данные, соответствующие именно проявлениям длинных волн. Некорректная фильтрация исходных данных (вариаций придонного давления) может послужить причиной как переоценки, так и недооценки амплитуды цунами.

На рис. 4 в качестве примера записи, полученной глубоководной станцией DART 21413, представлен *detided* сигнал, зарегистрированный во время землетрясения и цунами 11 марта 2011 г. Сигнал представлен вместе со спектрограммой (вейвлет-преобразование Морле). На записи хорошо видны проявления сейсмических волн (высокочастотный всплеск), которые первыми достигли точки постановки станции. Лидирующая волна цунами всупает значительно позднее — более чем через час после прихода сейсмических волн. Амплитуда лидирующей волны составила порядка 1 м. Сигнал цунами характеризуется хорошо заметной фазовой дисперсией. На спектрограмме черной пунктирной линией отмечено расчетное время вступления в зависимости от частоты сигнала: $t_{ar} = L/C_{gr}$, где L — расстояние от эпицентра землетрясения до станции DART 21413, C_{gr} — групповая скорость гравитационных поверхностных волн. Расчет выполнен при $L = 1147$ км и при глубине океана $H = 5776$ м (средняя глубина океана вдоль трассы распространения). Видно, что теоретическая оценка времени вступления хорошо соответствует наблюдаемой картине.

В заключение остановимся на эффекте генерации

слабых гравитационных волн поверхностными сейсмическими волнами [16]. Условно эти явление можно отнести к «предвестникам цунами», так как слабые колебания уровня моря значительно (более чем на час) опережают лидирующую волну цунами. Сразу отметим, что связь «предвестников» с волной цунами не является прямой, и она требует дальнейшего детального изучения. «Предвестники цунами» хорошо заметны на спектрограммах вариаций давления, представленных на рис. 2б и рис. 4. Видно, что после вступления сейсмических волн (как от основного события, так и от афтершока) возникают слабые вариации давления с частотами ~ 0.01 Гц, которые продолжаются более часа, сливаясь затем с проявлениями волн цунами. Эти колебания явно выделяются в самостоятельную «ветвь» на спектрограммах давления, аналога которой не существует на спектрограммах ускорения (рис. 2а). Формирование «предвестников», по-видимому, обязано горизонтальным низкочастотным колебаниям дна океана в областях подводных склонов. Ключевым моментом здесь является не только наличие достаточно крутых склонов, но и интенсивных низкочастотных колебаний, т.к. высокочастотные движения дна $f > f_g$ не способны порождать гравитационные волны. Низкочастотные сейсмические волны, как и волны цунами, обычно порождаются достаточно сильными землетрясениями. Поэтому не исключено, что наблюдаемые слабые колебания уровня моря действительно могут служить в качестве естественного предупреждения о цунами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 16-55-50018, №16-05-00053).

- [1] *Bradner H.* Science. **146**. P. 208. (1964).
- [2] *Соловьев С.Л.* Проблема цунами и ее значение для Камчатки и Курильских островов. Проблема цунами. С. 7. (М.: Наука, 1968).
- [3] *Жак В.М., Соловьев С.Л.* ДАН СССР. **198**, № 4. С. 816. (1971).
- [4] UNESCO Tech. Papers in Mar. Sci. **21**. (1975).
- [5] *Cartwright D.E., Zettler B.D., Hamon B.V.* Internat. Assoc. Phys. Sci. Oceans. Publ. Sci. № 30. (1979).
- [6] *Gonzalez F.I., Bernard S.N., Milbern H.B., Castel D., Thomas J., Hemsley J.M.* The Pacific Tsunami Observation Program (PacTOP) / Proc. IUGG/IOC. Intern. Tsunami Symp. P. 3. (1987).
- [7] *Hirata K., Aoyagi M., Mikada H., Kawaguchi K., Kaiho Y., Iwase R., Morita S., Fujisawa I., Sugioka H., Mitsuzawa K., Suyehiro K., Kinoshita H., Fujiwara N.* IEEE Journal of Oceanic Engineering. **27**, N 2. P. 170. (2002).
- [8] *Thomson R., Fine I., Rabinovich A., Mihály S., Davis E., Heesemann M., Krassovski M.* Geophys. Res. Lett. **38**. L11701. (2011).
- [9] *Favali P., Beranzoli L.* Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. **602**. Iss. 1. P. 21. (2009).
- [10] *Titov V.V., Rabinovich A.B., Mofjeld H.O., Thomson R.I., Gonzalez F.I.* Science. **309**. P. 2045. (2005).
- [11] *Levin B.W., Nosov M.A.* Physics of Tsunamis, Second Edition. (Springer International Publishing AG Switzerland, 2016)
- [12] *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Левин Б.В. и др.* ДАН. **426**, № 3. С. 386. (2009).
- [13] *Носов М.А., Колесов С.В., Левин Б.В.* ДАН. **441**. № 1. С. 108. (2011).
- [14] *Kaneda Y.* The advanced ocean floor real time monitoring system for mega thrust earthquakes and tsunamis – Application of DONET and DONET2 data to seismological research and disaster mitigation. Proc. OCEANS Conf., 2010.
- [15] *Matsumoto H., Kaneda Y.* Some features of bottom pressure records at the 2011 Tohoku earthquake – Interpretation of the far-field DONET data. Proc. 11th SEGJ International Symposium. P. 493. (Yokohama, Japan. 2013).
- [16] *Носов М.А., Семенцов К.А., Колесов С.В. и др. и др.* ДАН. **461**, № 5. С. 593. (2015).
- [17] *Nosov M.A., Moshenceva A.V., Kolesov S.V.* Pure Appl. Geophys. **170**, Iss. 9–10. P. 1647. (2013). DOI 10.1007/s00024-012-0605-2.
- [18] *Носов М.А., Григорьева С.С.* Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. № 4. С. 109. (2015). (Nosov M.A., Grigorieva S.S. Mosc. Univ. Phys. Bull. 2015. **70**, N 4. P. 326).

Manifestations of earthquakes and tsunamis according to deep-water stations

M. A. Nosov

*Department of Marine and Inland Water Physics, Faculty of Physics,
M.V.Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia
E-mail: nosov@phys.msu.ru*

History of development of the deep-water observatories intended for registration of earthquakes and tsunamis is briefly presented and advantages of deep-water registration of a tsunami in comparison with coastal measurements are described. Features of manifestation of the catastrophic 2011 Tohoku earthquake and tsunami according to observatories of DONET and DART are discussed.

PACS: 92.10.Hm, 91.30.Nw

Keywords: earthquake, tsunami, seafloor observatory, seismometer, pressure gauge, DONET, DART.

Received 25.04.2016.

Сведения об авторе

Носов Михаил Александрович — докт. физ.-мат. наук, доцент, профессор кафедры физики моря и вод суши физического факультета МГУ; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: nosov@phys.msu.ru.