

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИМГиГ ДВО РАН)

На правах рукописи

Лоскутов Артём Владимирович

ДИНАМИКА ВОЛН ЦУНАМИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА НА ОСНОВЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ
ИЗМЕРЕНИЙ И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
кандидат физико-математических наук,
Кайстренко Виктор Михайлович

Южно-Сахалинск – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Глава 1. Методика анализа данных, численного моделирования и инструментальных измерений.....	10
1.1 Теоретические модели генерации и распространения цунами.....	10
1.2 Численное моделирование генерации и распространения цунами.....	13
1.3 Инструментальные измерения цунами в прибрежной зоне и в открытом океане.....	17
Глава 2. Анализ генерации и направленности энергии волнового поля наиболее значительных исторических цунами.....	25
2.1 Самоа цунами 29 сентября 2009 года.....	25
2.2 Чилийское цунами 27 февраля 2010 года.....	31
2.3 Тохоку цунами 11 марта 2011 года.....	38
Глава 3. Особенности распространения цунами в открытом океане.....	48
3.1 Анализ трансформации Чилийского цунами 27 февраля 2010 г.	48
3.2 Выявление и анализ и эффектов волновой дисперсии.....	54
Глава 4. Анализ проявлений цунами на шельфе и прилегающих акваториях.....	66
4.1 Трансформация волнового пакета на внешней границе шельфа на примере Тохоку цунами 11 марта 2011 г.	66
4.2 Усиление естественного резонансного шума в бухтах при цунами.....	73
4.3. Крупномасштабные резонансные колебания в заливах о. Сахалин.....	90
Заключение.....	105
Список литературы.....	107

ВВЕДЕНИЕ

В середине XX века в Тихом океане произошла череда сильных подводных землетрясений, вызвавших разрушительные трансокеанские волны – цунами, которые проявились даже в самых удаленных областях, в том числе и на побережье Дальнего Востока РФ: чилийское цунами 22 мая 1960 г., вызванное сильнейшим историческим землетрясением с рекордной магнитудой $M_w = 9.5$ [Шевченко, 1997], Камчатское цунами 4 ноября 1952 г., уничтожившее поселок Северо-Курильск [Цунами 4-5 ноября 1952 г., 1958; Никонов, 2003], а также катастрофа, которая случилась на Аляске 28 марта 1964 г., [Щетников Н. А., 1990].

В конце XX и в начале XXI века, после почти полувекового затишья произошла новая серия катастрофических трансокеанских цунами, которая обрушилась на берега России, Японии, Чили, Перу, Индонезии и т.д. Самым губительным и разрушительным стало Суматранское цунами 24 декабря 2004 г. [Куликов Е. А., 2005]. Это цунами было вызвано землетрясением с моментной магнитудой $M_w = 9.1$, очаг которого находился на глубине 30 км. Согласно зарубежным источникам, ущерб составил порядка 10 млрд. долларов США. Погибло свыше 230000 человек, в том числе многочисленные туристы, среди которых были и граждане России. В 2011-м году трагедия Тохоку в Японии обернулась многотысячными человеческими жертвами и разрушениями в наиболее организованной и подготовленной стране мира, обладающей передовыми геофизическими службами мониторинга опасных природных явлений! Это катастрофическое цунами было вызвано произошедшим в 05:46 (UTC) землетрясением у восточного побережья острова Хонсю, на глубине 32 км ниже океанского дна, которое стало сильнейшим за всю историю Японии с магнитудой $M_w = 9$ [Кайстренко и др., 2011], а также одним из шести крупнейших землетрясений за последние 65 лет (1952-2016 гг.), на долю которых приходится более половины всей сейсмической энергии, выделившейся в этот период времени [Fine et al., 2013;

Shevchenko et al., 2014]. Другое крупное событие, в серии южноамериканских цунами произошло ранее на юго-востоке у берегов Чили - землетрясение 27 февраля 2010 г. магнитудой $M_w = 8.8$ вызвало трансокеанское цунами, также унесшее человеческие жизни и причинившее материальный ущерб в близлежащих районах. Это цунами отчетливо проявилось на берегах Камчатки, Курильских островов, Сахалина и Японии [Shevchenko, 2013]. За несколько месяцев до него Самоанское цунами 29 сентября 2009 г., также повлекло человеческие жертвы и материальные убытки [Shevchenko et al., 2011; Новые данные о проявлениях..., 2011].

По своей сути цунами – это длинные гравитационные волны на свободной поверхности океана, распространяющиеся из относительно небольшой зоны, называемой очагом или источником [Мурти, 1981; Левин, Носов, 2005]. В этой зоне, согласно современным представлениям формируются остаточные поля смещения и скорости жидкости, которые определяют начальные условия в источнике цунами [Satake, Tanioka, 1999]. В открытом океане на глубинах в сотни метров цунами трудно заметить так как длина волны цунами является величиной порядка 100 км, а амплитуда зачастую не превосходит и 1 метра, при этом скорость распространения волн достигает сотен километров в час, так что цунами пересекает весь Тихий океан менее чем за сутки и обрушивается на побережье потоком воды чудовищной силы, что обусловлено уменьшением фазовой скорости волн на мелководье [Пелиновский, 1996].

С точки зрения физики длинных гравитационных волн в океане, цунами – явление довольно хорошо изученное, но с точки зрения конкретных геофизических проявлений в той или иной части океана, и в особенности на реальном шельфе, каждое цунами проявляется с ярко выраженными особенностями, механизмы формирования которых требуют детального исследования и моделирования с использованием современных наблюдений, и технологий.

В настоящее время наметился значительный прогресс в области прикладных исследований, посвященных проблеме цунами. Современные глубоководные измерительные системы позволяют измерять как сильные цунами, так и слабые с точностью до 1 мм [Meinig et. al, 2005]. Наличие таких глубоководных измерений позволяет изучать характеристики цунами в чистом виде (дисперсию, затухание), без наложения пограничных эффектов, с одной стороны, а с другой - интенсивно развивающиеся прибрежные автономные и кабельные сети регистраторов придонного давления дают возможность оценивать вклад, который вносится топографическими особенностями шельфовой зоны в результирующее проявление цунами на побережье (сейши, тягуны и т.д.) [Вольцингер и др., 1989; Ковалев П. Д., Ковалев Д. П., 2013; Ковалев, 2012; Ковалев и др., 2007].

Гигантский прогресс произошел и в области вычислительных задач динамики волн цунами. Современные информационные технологии [Воеводин, 2002], открывают огромные возможности для проведения разнообразных численных экспериментов и позволяют воспроизводить и прогнозировать цунами даже в реальном времени [Горобец А. В. и др., 2011; Демидов Д. Е., и др., 2010].

Одним из ключевых моментов в моделировании цунами, оценке конкретных высот волн вдоль побережья и прогноз цунами в целом являются начальные условия в источнике цунами. Эта проблема даже сегодня не вполне решена в силу малой возможности заблаговременного наблюдения зарождения цунами непосредственно в очаговой области. Но и здесь наблюдается существенный прогресс, двигатель которого – сейсмологические исследования. Именно современные данные наблюдений цунамигенных землетрясений, с их широчайшим покрытием, и данные измерений геодеформационных процессов со спутников позволяют с достаточно высокой точностью моделировать начальные условия для реальных событий. Высокое качество этих моделей подтверждено хорошим совпадением результатов расчетов с наблюдениями на глубоководных и даже прибрежных станциях.

Актуальность работы заключается в том, что с использованием глубоководных записей DART, данных прибрежных измерений уровня моря на базе ИМГиГ ДВО РАН и телеметрических регистраторов Сахалинской службы предупреждения о цунами (СПЦ), а также на основе численного моделирования распространения цунами в северо-западной части Тихого океана с привлечением самой современной сейсмической модели очага исследовались особенности динамики наиболее значительных цунами за последнее десятилетие.

Цель данной работы – объяснить физические особенности трансформации волн цунами в северо-западной части Тихого океана и в его прибрежной зоне, используя современную сейсмическую модель очага и данные инструментальных измерений на примере последних исторических цунами.

Для достижения цели работы решались следующие **задачи**:

- 1) Обработка и анализ цифровых записей колебаний уровня, содержащих цунами с сервиса доступа к глубоководным станциям NOAA DART в открытом океане
- 2) Обработка и анализ цифровых записей колебаний уровня, содержащих цунами и фоновые колебания, с прибрежных донных станций ИМГиГ ДВО РАН и СПЦ
- 3) Адаптация численной модели распространения цунами, с использованием современной модели сейсмического очага цунами;
- 4) Анализ направленности излучения источника с учетом рельефа океанского дна при помощи численного эксперимента;
- 5) Анализ трансформации волнового поля цунами в северо-западной части Тихого океана с учетом эффектов волновой дисперсии;
- 6) Определение пространственно-временной структуры резонансных колебаний в заливах и бухтах о. Сахалин и Курильских островов.

Научная новизна заключается в выявлении и анализе особенностей локальных проявлений наиболее значительных цунами последнего

десятилетия, а именно Самоанского цунами 29 сентября 2009 г., Чилийского трансокеанского цунами 28 февраля 2010 г. и катастрофического Тохоку цунами 11 марта 2011 г. Кроме того, для детального анализа эффектов волновой дисперсии рассмотрен ряд цунами малой силы.

Выявлены и объяснены особенности формирования волнового поля в северо-западной части Тихого океана, изучено влияние направленности источников цунами и неоднородности донного рельефа океана на трансформацию волнового поля цунами. При исследовании этих исторических событий впервые применены современные методики вычислительного эксперимента с использованием последних данных о сейсмической природе очага цунами. Подробно рассмотрены эффекты волновой дисперсии, анализ которых был применен в задаче оценки параметров источника слабых цунами с использованием инверсии глубоководных волнограмм. Впервые рассчитаны параметры собственных колебаний ряда бухт о. Шикотан и заливов о. Сахалин, применена эффективная методика расчета пространственных структур сейшевых колебаний.

Практическая значимость во многом определяется научной новизной результатов работы и заключается в объективной оценке физических проявлений возможных цунами, как близких, так и удаленных, что дает вклад в основную задачу долгосрочного прогноза опасности цунами для побережья Дальнего востока РФ.

Достоверность полученных результатов подтверждается качеством используемых данных, а именно тем что, на их основе получены многие значимые в результаты относительно более ранних событий цунами. Методики анализа временных рядов наблюдений цунами, а также численного моделирования процесса генерации и распространения цунами с использованием сейсмической модели очага являются общепризнанными в мировой практике исследований цунами, поэтому выводы полученные на основе применения этих методов можно считать научно обоснованными.

Апробация результатов осуществлялась на следующих отечественных и международных научных мероприятиях:

1. V Конференция молодых ученых «Океанологические исследования», 2011 г., ТОИ ДВО РАН, Владивосток, Россия.
2. 24th International Tsunami Symposium of the IUGG Tsunami Commission, Technical Workshop on Tsunami Measurements and Real-time Detection, Novosibirsk, Russia, July 13-18, 2009: Programme and abstracts.P.102
3. XXV International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly, Melbourne, Australia, 2011
4. European Seismological Commission 33rd General Assembly, 19-24 August, Moscow - Obninsk, Russia, 2012. P.438.
5. Int.Tsunami Symposium, 2013 Symposium, 25-28 September 2013. Gocek, Turkey. Abstracts. P.34.
6. Joint Assembly IAHS-IAPSO-IASPEI, 22-26 July 2013, Gothenburg, Sweden. и др.

Личный вклад автора

В рамках данной диссертационной работы автором лично была проделана кропотливая работа по подготовке и обработке данных инструментальных измерений. Лично автором проводился расчет спектральных характеристик сигналов цунами и сравнение их с частотными параметрами естественного длинноволнового шума, осуществлялся гармонический анализ приливных компонент в записях. Автором применялись реализованные им методы анализа и моделирования случайных временных рядов для оценки резонансных компонент колебаний уровня в прибрежной зоне. Автором была решена проблема эффективного моделирования распространения цунами с использованием современной модели сейсмического источника, для решения этой задачи автором привлекались самые современные вычислительные средства, такие как CUDA и OpenMP. Все результаты систематизировались и визуализировались

усилиями автора данной работы. Также автор принимал непосредственное участие в формировании идей и написании публикаций по теме работы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 13-05-00936 А «Особенности формирования морских опасных явлений в случае суперпозиции нескольких составляющих и оценка экстремальных высот уровня и скоростей течений» и РФФИ 13-07-00412 А «Информационная технология и программные средства анализа и оперативного прогнозирования цунами» и др., а также при поддержке ФЦП 14.607.21.0105 «Разработка программно-технических решений в области мониторинга и управления сейсмическими рисками природного и техногенного характеров при промышленном освоении шельфовых нефтегазовых месторождений»

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения 4-х глав, заключения и списка литературы. В объеме работы (115 страниц) содержится 73 рисунка и 1 таблица.

Защищаемые положения являются обобщением основных результатов работы и состоят в следующем:

1. На основе современных сейсмических данных об очаге подводного землетрясения, адаптирована численная модель распространения цунами, адекватно описывающая направленность излучения источника и особенности формирования волнового поля в северо-западной части Тихого океана.

2. Волновая картина цунами в северо-западной части Тихого океана в значительной степени обусловлена фокусировкой при прохождении протяженных хребтов, а также влиянием волновой дисперсии.

3. Результирующее волновое поле в прибрежной зоне Дальневосточного региона определяется трансформацией сигнала цунами на внешней границе шельфа и резонансными эффектами в заливах и бухтах.

ГЛАВА 1. МЕТОДИКА АНАЛИЗА ДАННЫХ, ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

1.1 Теоретические модели генерации и распространения цунами

В качестве основной модели генерации и распространения волн цунами как в открытом океане, так и на шельфе в данной работе была принята классическая линейная модель мелкой воды на сферической поверхности Земли без учета вращения. Система уравнений в географических (сферических) координатах, описывающая данную модель, имеет вид [Ле Блон, Майсек, 1981; Kolar R. L. et al., 1994]

$$\begin{aligned}\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} &= 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} &= 0, \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (Q \cos \varphi) \right\} &= 0, \\ \frac{\partial \eta}{\partial n} = 0, \quad P_n = Q_n = 0,\end{aligned}\tag{1}$$

где P , Q – горизонтальные компоненты потока жидкости, $\eta(\lambda, \varphi, t)$ – возвышение свободной поверхности, h – глубина бассейна с невозмущенной свободной поверхностью.

Эта модель удобна и достаточно точна при описании распространения цунами в океане. При расчете сейш в реальных заливах и бухтах применяется вариант системы (1), в декартовых прямоугольных координатах, отвечающих локальной проекции на соответствующей широте:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= -\frac{\partial(hu)}{\partial x} - \frac{\partial(hv)}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial n} &= 0, \quad u_n = v_n = 0\end{aligned}\tag{1a}$$

где u, v – горизонтальные компоненты скорости частиц жидкости, $\eta(x, y, t)$ – возвышение свободной поверхности, $h=H+\eta$ – полная глубина, H – глубина бассейна с невозмущенной свободной поверхностью.

Вдали от береговой зоны, на глубокой воде, компактный источник цунами может возбудить волны цунами, длина которых сравнима с глубиной распространения. Такие волны испытывают влияние волновой дисперсии, таким образом, что более длинные волны распространяются с большей фазовой скоростью. В линейном приближении такие волны описываются уравнением Лапласа для потенциала скорости жидкости с соответствующими граничными условиями [Лайтхилл, 1981]. В случае радиально-симметричных волн цунами эта система принимает вид [Wang et al., 1987]:

$$\begin{aligned} \phi_{zz} + \phi_{rr} + r^{-1}\phi_r &= 0 \\ \phi_{tt} + g\phi_z &= 0, \quad z = 0 \\ \phi_z &= 0, \quad z = -H \end{aligned} \quad (2)$$

где ϕ – потенциал поля скорости жидкости (рисунок 1).

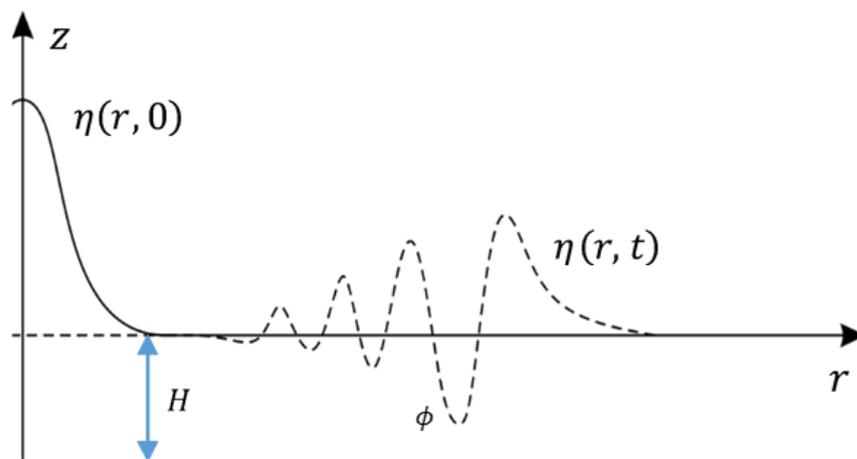


Рисунок 1 – Схема осесимметричной задачи для уравнения Лапласа в бесконечном океане постоянной глубины. Сплошная линия – начальное условие, штриховая – профиль распространяющейся цилиндрической волны.

Оба приближения (1, 1a) и (2) допускают начальные условия в виде начального смещения свободной поверхности

$$\begin{aligned}\eta(\lambda, \varphi, t) &= s(\lambda, \varphi) \\ \eta(r, t) &= s(\lambda, \varphi)\end{aligned}\quad (3)$$

В данной работе для оценки функции очага $s(\lambda, \varphi)$ в рамках потенциальной модели был использован численный метод обращения сигналов цунами вида

$$\eta_0(t) = \eta(r_0, t) \quad (4)$$

посредством обращения интегрального представления (5) решения задачи Коши для системы (2):

$$\eta(r, t) = \int_0^{\infty} k J_0(kr) \{ \mathcal{H}_0(k) \cos \omega(k)(t - t_0) \} dk \quad (5)$$

где r – расстояние от источника до места наблюдения сигнала, $\mathcal{H}_0(k)$ – трансформанта Ханкеля для функции $s(\lambda, \varphi)$, $\omega(k)$ – угловая частота, зависящая от волнового числа по закону

$$\omega^2 = gk \operatorname{th} kH \quad (6)$$

где g – ускорение свободного падения, k – волновое число, ω – угловая частота волновой компоненты.

Ключевым понятием при распространении диспергирующих волн является групповая скорость – скорость переноса волновой энергии на данной частоте

$$c_g = \frac{d\omega}{dk} = \frac{g}{2\omega} \left(\frac{kH + 0.5 \operatorname{sh} 2kH}{\operatorname{ch}^2 kH} \right). \quad (7)$$

При этом фазовая скорость (скорость распространения волнового возмущения) определяется из более простого соотношения

$$c = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \operatorname{th} kH} \quad (8)$$

При увеличении длины волны $k \rightarrow 0$, и поэтому для малых значений аргумента гиперболический тангенс под корнем можно асимптотически заменить его аргументом, и тогда мы получим скорость цунами в длинноволновом приближении – $c = \sqrt{gH}$.

Система (2) инвариантна относительно преобразований обращения времени и временного сдвига: $t \rightarrow -t$ и $t \rightarrow t + a$. В силу этого ее решение может быть найдено как для будущего, так и для прошлого времени, исходя из начальных данных $\eta(r, t_0)$ и $\eta_t(r, t_0)$ в любой стартовый момент времени t_0 .

Используя уравнение (7), можно оценить время t_g от момента начала цунами, которое затрачивается на то, чтобы групповой максимум на частоте ω достиг расстояния L вдоль трассы распространения [Kulikov and Gonzales, 1996], следующим образом:

$$t_g(\omega) = \frac{L}{c_g(\omega)} \quad (9)$$

1.2 Численное моделирование генерации и распространения цунами

Для анализа конкретных проявлений цунами, а также для объяснения особенностей формирования волнового поля при цунами аналитическое решение системы (1, 1a), а тем более системы (2) становится невозможным для реальных акваторий и исторических цунами [Марчук и др., 1983], поэтому в данной работе был применен численный эксперимент, который строился на основе конечно-разностной аппроксимации системы (1) по алгоритму, описанному в [Imamura, 1997]. Разностный шаблон 1-го порядка (рисунок 2) применялся к сетке с пространственным шагом в 1' на массиве глубин [Global bathymetry and elevation..., 2009] для замкнутого океана.

В численной модели использовалась явная численная схема вида

$$\begin{aligned}
& \frac{\eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{i,j}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \left\{ \frac{1}{R \cos \varphi} \right\}_{i,j} \frac{P_{i+\frac{1}{2},j}^n - P_{i-\frac{1}{2},j}^n}{\Delta \lambda} \\
& + \left\{ \frac{1}{R \cos \varphi} \right\}_{i,j} \frac{\left(\cos \varphi_{i,j+\frac{1}{2}} \right) Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n - \left(\cos \varphi_{i,j-\frac{1}{2}} \right) Q_{i,j-\frac{1}{2}}^n}{\Delta \varphi} = 0, \\
& \frac{P_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1} - P_{i+\frac{1}{2},j}^n}{\Delta t} + \left\{ \frac{gh}{R \cos \varphi} \right\}_{i+\frac{1}{2},j} \frac{\eta_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \lambda} = 0, \\
& \frac{Q_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} - Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} + \left\{ \frac{gh}{R} \right\}_{i,j+\frac{1}{2}} \frac{\eta_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \varphi} = 0,
\end{aligned} \tag{10}$$

которая в данной работе реализована с использованием технологии высокопроизводительных вычислений CUDA [Scalable parallel programming with CUDA, 2008].

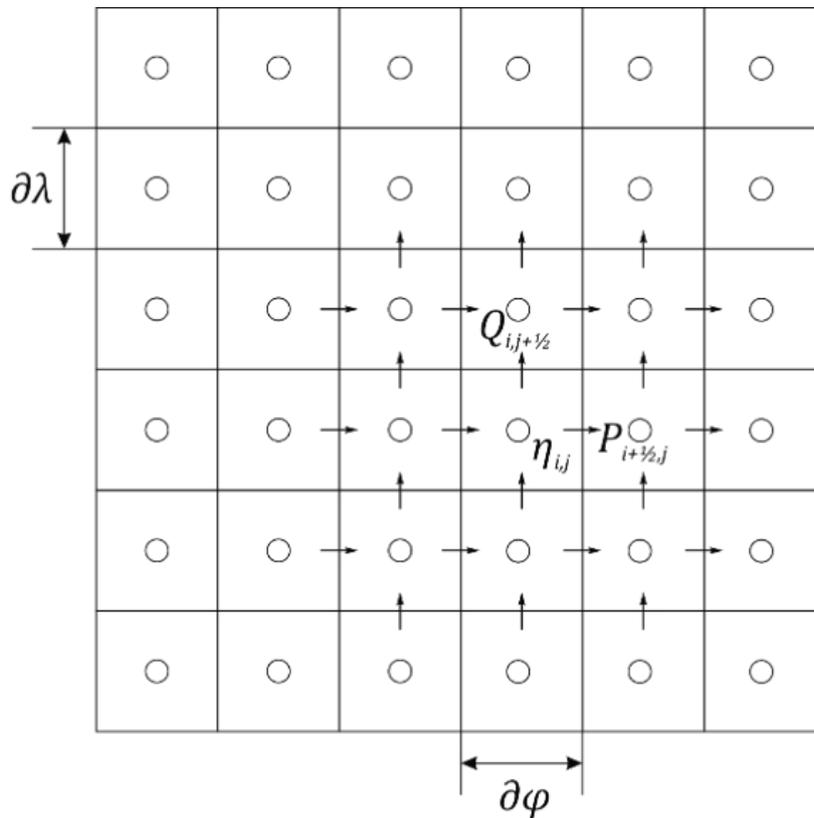


Рисунок 2 – Структура расчетной сетки для конечно-разностной схемы численного эксперимента

Для сравнения с данными инструментальных измерений на береговых станциях использовались расчетные волнограммы в ближайших к месту положения регистраторов точках, глубина моря в которых составляла 5–10 м.

Расчитанные волнограммы сравнивались с записями, полученными на глубоководных станциях DART и береговых телеметрических регистраторах СПЦ, а также автономных донных станций ИМГиГ ДВО РАН.

Большинство очагов цунами в Тихом океане располагаются в пределах материкового склона и имеют форму, вытянутую вдоль изобат. При этом основная энергия излучается в направлении короткой оси, то есть в сторону ближайшего участка побережья и в открытый океан (короткие интенсивные волны), а в направлении большой оси – более длинные и менее интенсивные волны. В действительности в каждом конкретном случае все значительно сложнее, и необходимо детально рассматривать каждую ситуацию в отдельности (рисунок 3).

Рисунок 3 иллюстрирует значительный прогресс, достигнутый сейсмологами в изучении процессов в очаге землетрясения. На основе анализа большого количества инструментальных записей сейсмических сигналов, а также расчета остаточных смещений по формулам [Okada, 1985] можно выйти на новый уровень численного моделирования начальных условий в очаге цунами. В данной работе формулы Окады (здесь не приводятся в силу громоздкости) были применены к данным USGS о структуре подвижки в эпицентре подводного землетрясения как, например, в работе [Hayes, 2011]. Это позволило построить сложные модели остаточных деформаций океанского дна (рисунок 4).

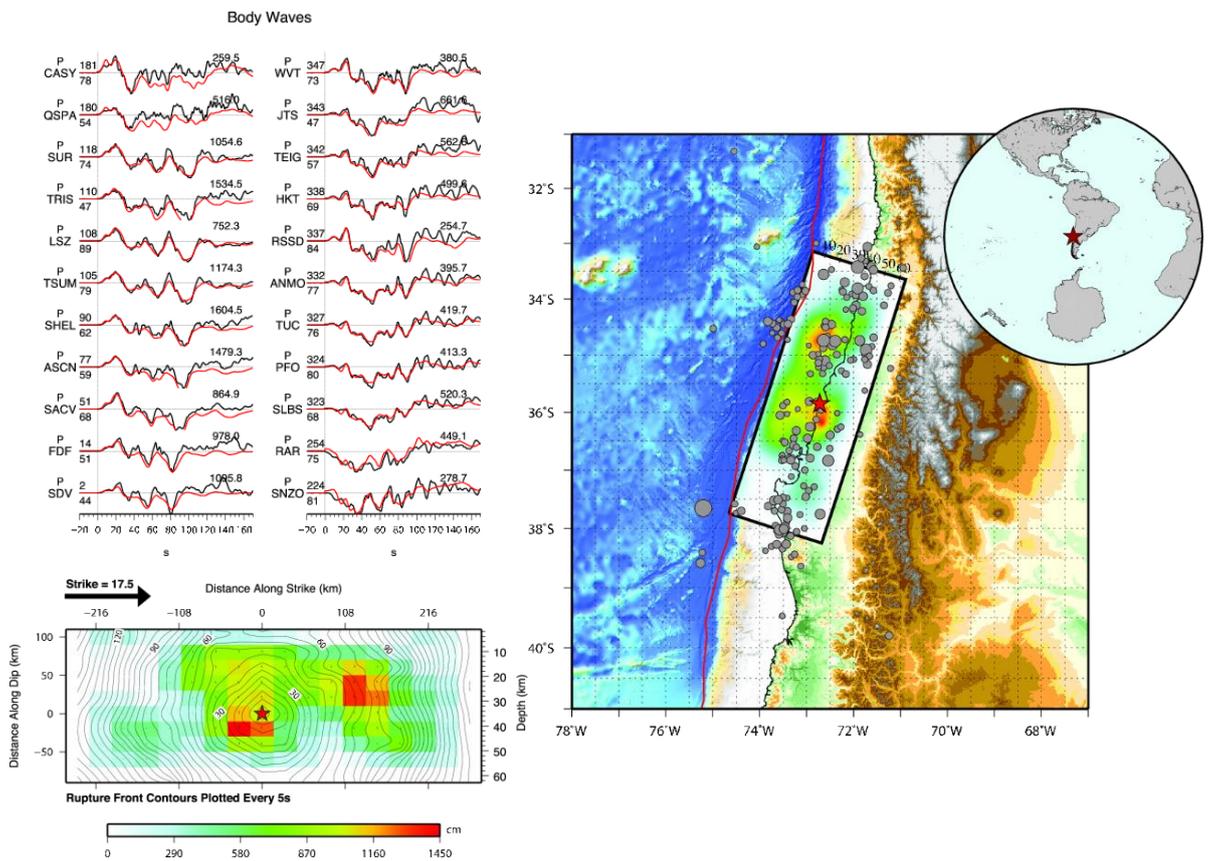


Рисунок 3 – Анализ сейсмической подвижки и результат инверсии сейсмических волн в очаге цунамигенного землетрясения.

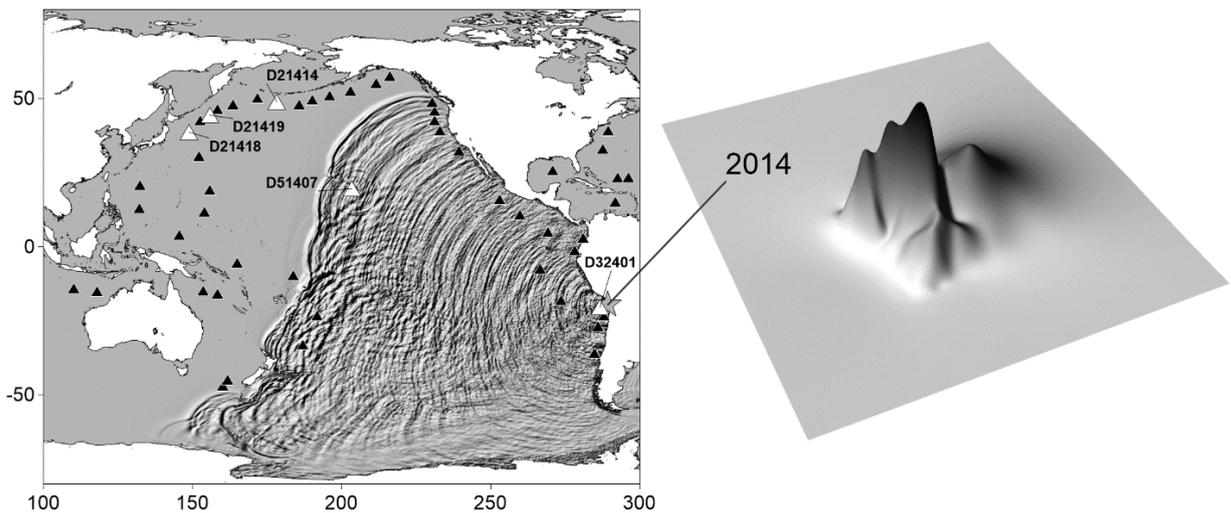


Рисунок 4 – Сейсмическая модель остаточных смещений в очаге для цунами 01.04.2014 г. в Икике (Чили) и результат численного моделирования распространения цунами с использованием этой модели источника.

1.3 Инструментальные измерения цунами в прибрежной зоне и в открытом океане

Поскольку изучение реальных цунами в значительной мере базируется на натуральных наблюдениях за уровнем моря, сегодня многие исследовательские центры в России и за рубежом, занимающиеся проблемой цунами, используют новейшие измерительные комплексы, поставляющие натуральный материал по длинноволновой динамике как прибрежной зоны, так и открытого океана. Так, например, в ИМГиГ ДВО РАН совместно лабораториями цунами и волновой динамики и прибрежных течений, а также с Сахалинским Центром предупреждения о цунами создана и поддерживается исследовательская сеть донных датчиков гидростатического давления в прибрежной зоне и на шельфе Сахалина и Курильских островов [Шевченко и др., 2008; Shevchenko et al., 2011]. Эта система позволяет изучать динамику волн в широком диапазоне частот – от ветровых до приливных. Получаемый материал используется, в частности, для анализа проявлений реальных цунами на побережье, позволяя анализировать особенности проявлений цунами, зависящие от характера донного рельефа и береговой линии, а также бухтовые эффекты, сопровождающие цунами [Первые результаты ..., 2009].

В 60- 70-х годах прошлого века ИМГиГ ДВО РАН (ранее САХНИИ ДВНЦ АН СССР) стал пионером в области разработки и проведения натуральных измерений уровня моря на различном удалении от берега посредством донных регистраторов давления [Шевченко, 2011]. Первые работы по регистрации цунами в океане проводились по инициативе академика С.Л. Соловьева на Гидрофизической обсерватории (ГФО), созданной на о. Шикотан. Разработчиком первых регистраторов цунами был В.М. Жак [Жак, Соловьев, 1971]. 23 февраля 1980 г. на шельфе о. Шикотан была осуществлена первая в мире регистрация цунами в открытом океане при помощи кабельной станции [Первая регистрация цунами в открытом океане, 1981].

В тяжелые 1990-е годы регистрация уровня проводилась только эпизодически в некоторых бухтах Южных Курильских островов. С 2006 года

ИМГиГ ДВО РАН начал создавать сеть уровенной регистрации на новой приборной основе, и на настоящий момент на Сахалине и Курильских островах существует сеть кабельных и автономных регистраторов уровня (рисунок 5).

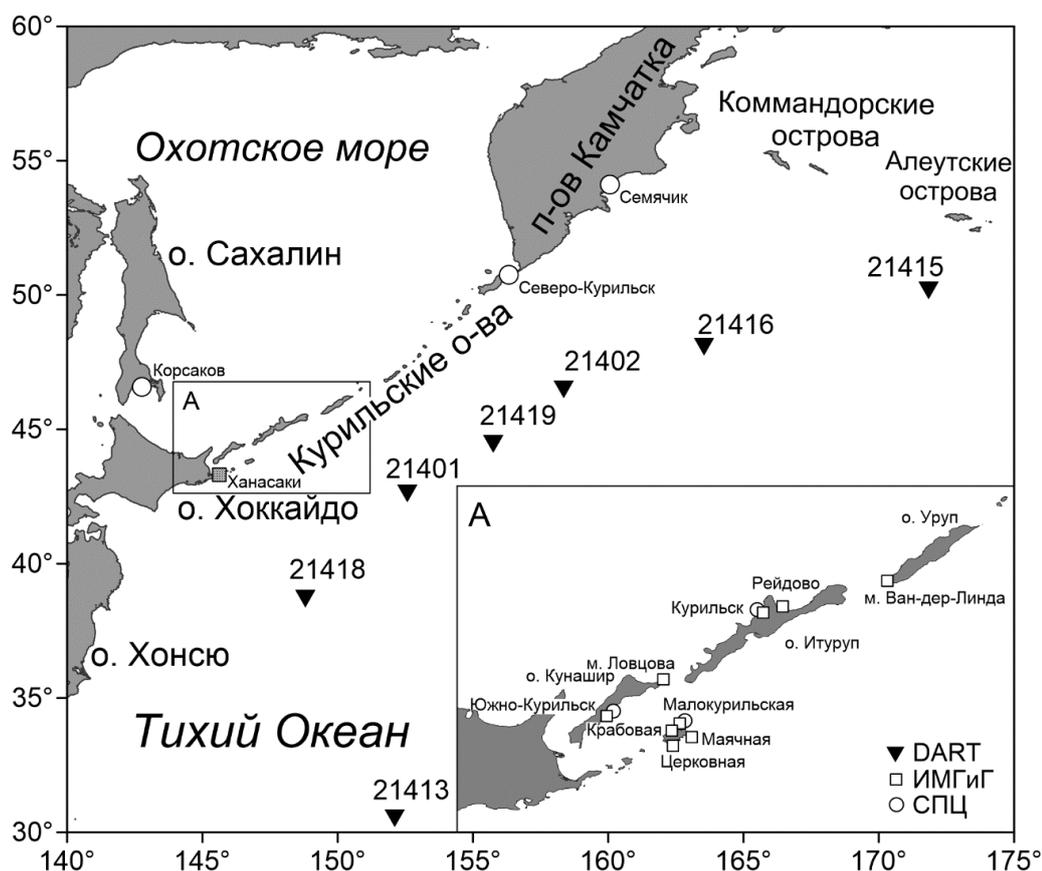


Рисунок 5 – Сеть непрерывной уровенной регистрации ИМГиГ ДВО РАН и СПЦ на о. Сахалин, Камчатке и Курильских островах и глубоководная сеть предупреждения о цунами NOAA DART.

В целом конфигурация сети изменяется согласно решаемым задачам, однако в ряде пунктов поддерживается непрерывная регистрация уровня. В ходе этих измерений были получены прекрасные о цунами последних лет [Shevchenko et al., 2011; Shevchenko et al., 2012] (рисунок 6, 7), показывающие весьма различный локальный характер проявления этого опасного явления в береговой зоне.

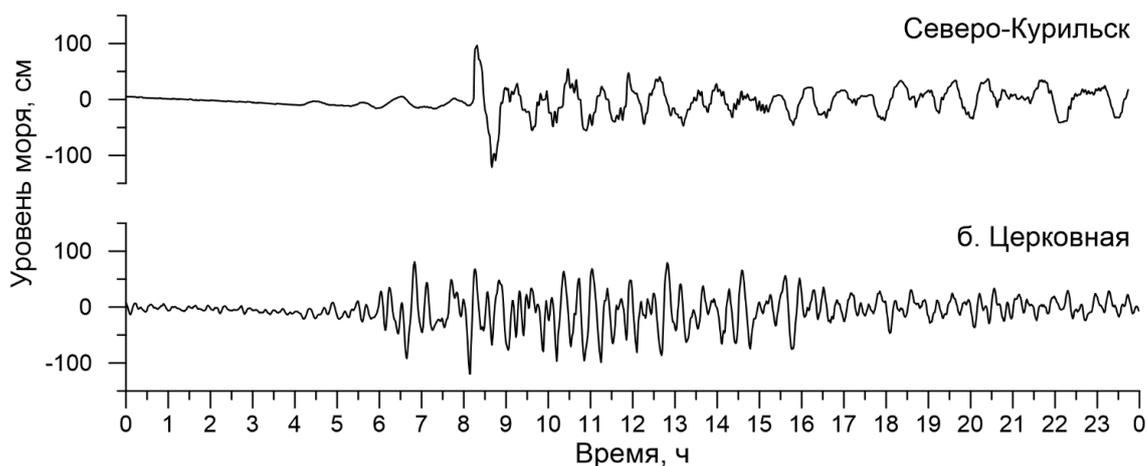


Рисунок 6 – Примеры записей Чилийского цунами 27 февраля 2010 г. в порту Северо-Курильска о. Парамушир и в бухте Церковная, о. Шикотан.

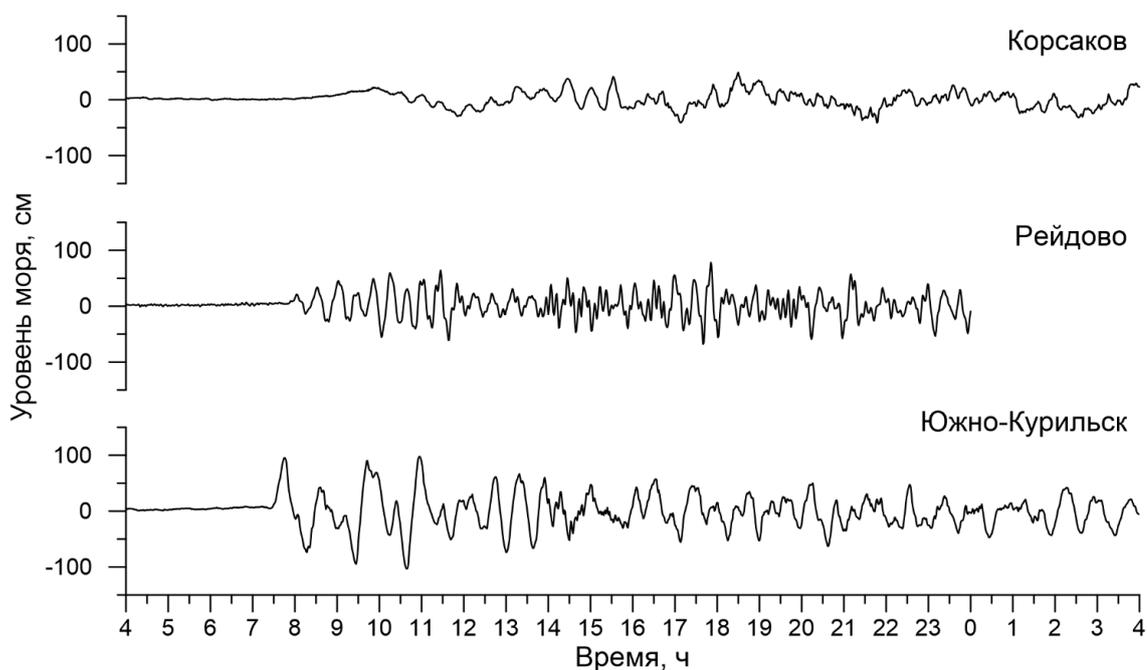


Рисунок 7 – Примеры записей Тохоку цунами 11 марта 2011 г. в п. Рейдово, о. Итуруп и Южно-Курильск, о. Кунашир и порту г. Корсаков, о. Сахалин.

Развитие сети береговых телеметрических регистраторов Службы предупреждения о цунами, а также постановка автономных донных станций ИМГиГ ДВО РАН на Южных Курильских островах открыли новые возможности по изучению влияния направленности источника и

топографического отклика на проявление цунами вдоль тихоокеанского побережье России.

Для измерений уровня используется разная приборная основа [Иволгин и др., 2011]. Так, например, установленный в 2007 г. в бухте Броутона о. Симушир (рисунок 8) прибор представляет собой автономный регистратор, состоящий из пьезоэлектрических датчиков давления и температуры воды, встроенного устройства обработки и записи сигнала датчика и аккумуляторной батареи.



Рисунок 8 – Бухта Броутона, о. Симушир, стрелкой указано расположение датчика (слева). Справа – общий вид датчика в сборе (шкала линейки в сантиметрах).

Вследствие низкого энергопотребления (порядка 2 мА) регистратор рассчитан на длительное функционирование и позволяет получать данные о вариациях уровня моря длительностью до года. Прибор допускает несколько режимов регистрация колебаний уровня. Обычно измерение давления осуществляется с дискретностью в 1 секунду, полученный ряд фильтруется с минутным окном Бартлетта для подавления ветрового волнения, затем выходной ряд с дискретностью 1 минута записывается во внутреннюю память регистратора.

Для целей Службы цунами необходима регистрация цунами на значительном удалении от побережья [Поплавский и др., 1988; Оперативный прогноз цунами..., 1997], задолго до подхода волны к побережью, для того чтобы заблаговременно предупредить население о надвигающейся с океана угрозе. Чтобы обеспечить раннюю регистрацию цунами и получать важную информацию для прогнозирования цунами в реальном времени, в лаборатории PMEL NOAA в 90-х годах прошлого века были разработаны и начали вводиться в эксплуатацию первые глубоководные станции DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis by National Oceanic and Atmospheric Administration) в североамериканской части Тихого океана в районах с богатой цунамигенной историей. Постановка первой серии из 6 станций была завершена в 2001 г. В марте 2008 г. сеть была расширена уже до 39 станций по всему Тихому океану. В настоящее время имеется 64 станции: 9 в Индийском океане, 7 в Атлантическом океане и 48 в Тихом (рисунок 9).

Каждая станция DART состоит из покоящегося на дне датчика давления воды и температуры и поверхностного буя, закрепленного около данной станции тяжелым якорем. В буй вмонтировано передающее устройство. Донный датчик, измеряя давление и температуру каждые 15 с, обрабатывает и передает информацию посредством акустического сигнала на буй, который, в свою очередь, передает информацию по спутниковому каналу связи в центры оповещения цунами (рисунок 10).

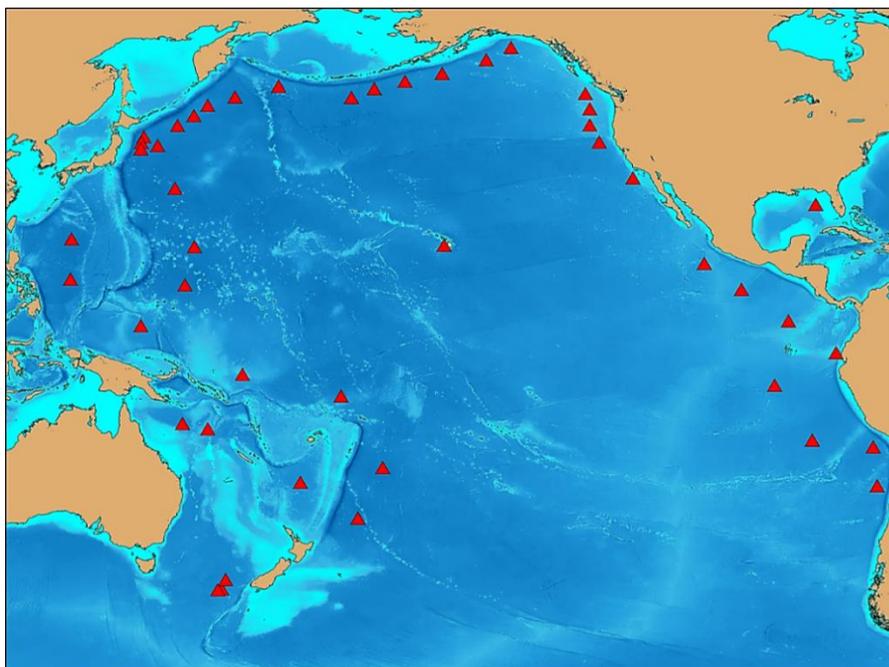


Рисунок 9 – Расположение станций DART в Тихом океане на 2015 г.

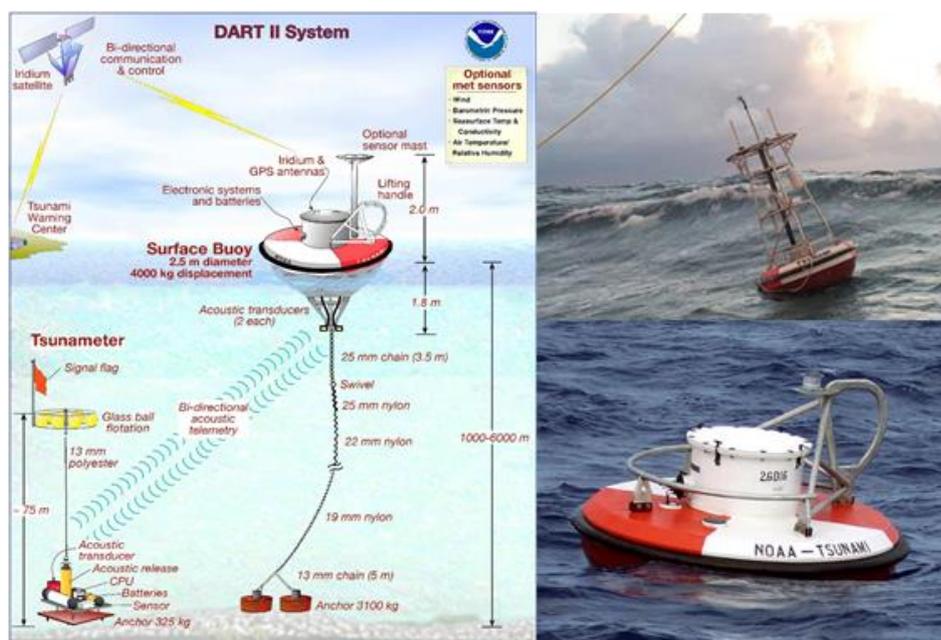


Рисунок 10 – Схема работы глубоководной станции DART второго поколения и примеры постановок буев.

Благодаря эффективному встроенному алгоритму распознавания цунамиподобных возмущений система DART с высокой надежностью выдает сигнал о возможном цунами. Так, ни одно из крупных цунами последнего десятилетия не было пропущено, и исследователи получили превосходные записи.

Сегодня сеть глубоководных станций DART NOAA – это современная сеть регистраторов, поставляющая высококачественные данные о колебаниях уровня моря, поскольку датчики, расположенные на больших глубинах вдали от берега, дают записи, не искаженные шельфовыми эффектами. Такие данные наиболее пригодны для решения «обратных» задач на оценку параметров исходного возмущения в очаге цунами.

При анализе океанографических данных, таких как колебания уровня моря, применяются те же методы что и при анализе случайных временных рядов. Действительно, океанологические процессы в значительной степени подвержены влиянию случайных факторов, учесть которые в том или ином приближении невозможно, да и нецелесообразно. Поэтому результаты регистрации какого-либо события носят характер сигналов, содержащих шумы большей или меньшей мощности.

Для выделения полезного сигнала в записи цунами, нагона, сейш и т.д., и оценки его физических параметров традиционно применяют методы гармонического и спектрального анализа. Применительно к проблеме цунами, подробное и обширное описание этих и других методов можно найти, например, в [Emery, Thomson, 2001].

В данной работе в основе гармонического анализа записей цунами лежит способ определения гармонических постоянных при помощи метода наименьших квадратов, применяемому к длительным временным рядам колебаний уровня моря [Foreman M.G.G., Neufeld E.T., 1991]. Однако, поскольку гармонический анализ приливов не является целью данного исследования, предвычисленный прилив попросту вычитался из записей, содержащих фоновые и колебания, вызванные цунами, и далее рассматривался лишь получившийся остаточный ряд.

Так как любое решение системы уравнений (1a) может быть представлено в виде суперпозиции монохроматических плоских волн, естественным способом анализа записей цунами является спектральный анализ на основе преобразования Фурье [Дженкинс, Г., Ваттс Д., 1972; Бендат

и Пирсол, 1989; Марпл, 1990], в основе которого лежит представление колебаний в записях цунами в виде тригонометрического ряда

$$\eta(t_i) = \sum_{i=0}^n a_n e^{i\omega_n t} \quad (11)$$

$$S(\omega_i) = a_i \quad (12)$$

называется амплитудным спектром, который на практике, однако, применяется редко, вместо этого для записей, содержащих непериодические компоненты применяются те или иные формы оценок энергетического спектра [Welch, 1967, Хэррис, 1978].

ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ГЕНЕРАЦИИ И НАПРАВЛЕННОСТИ ЭНЕРГИИ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ НАИБОЛЕЕ ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ИСТОРИЧЕСКИХ ЦУНАМИ

2.1 Самоа цунами 29 сентября 2009 года

По данным геологической службы США, землетрясение с моментной магнитудой $M_w = 8$ произошло 29 сентября 2009 г. в 17 часов 48 минут UTC в районе островов Самоа, его эпицентр находился в точке с координатами 15.56° ю.ш. и 172.07° з.д. на глубине 18 км. Это землетрясение вызвало заметное цунами, которое было зарегистрировано многими датчиками на побережье Тихого океана. Около 10 часов потребовалось волнам цунами, чтобы достигнуть побережья Курильской островной гряды (рисунок 11).

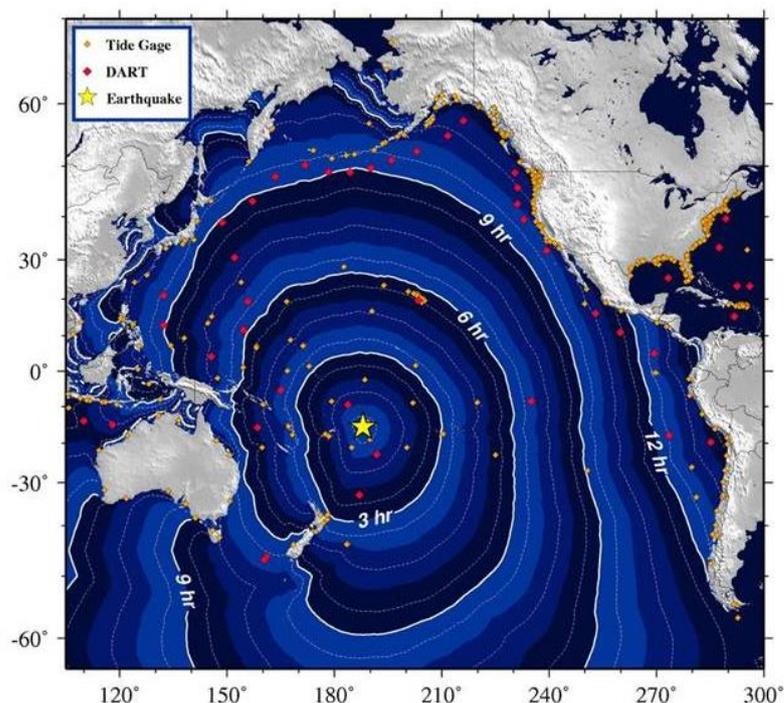


Рисунок 11 – Карта времен добегания для источника Самоа цунами 29.09.2009 г [<http://wcatwc.arh.noaa.gov/previous.events/?p=09-29-09-Samoa>].

По данным USGS для очага Самоа цунами была построена модель остаточных вертикальных смещений (рисунок 12), которая использовалась в качестве начального условия при численном моделировании.

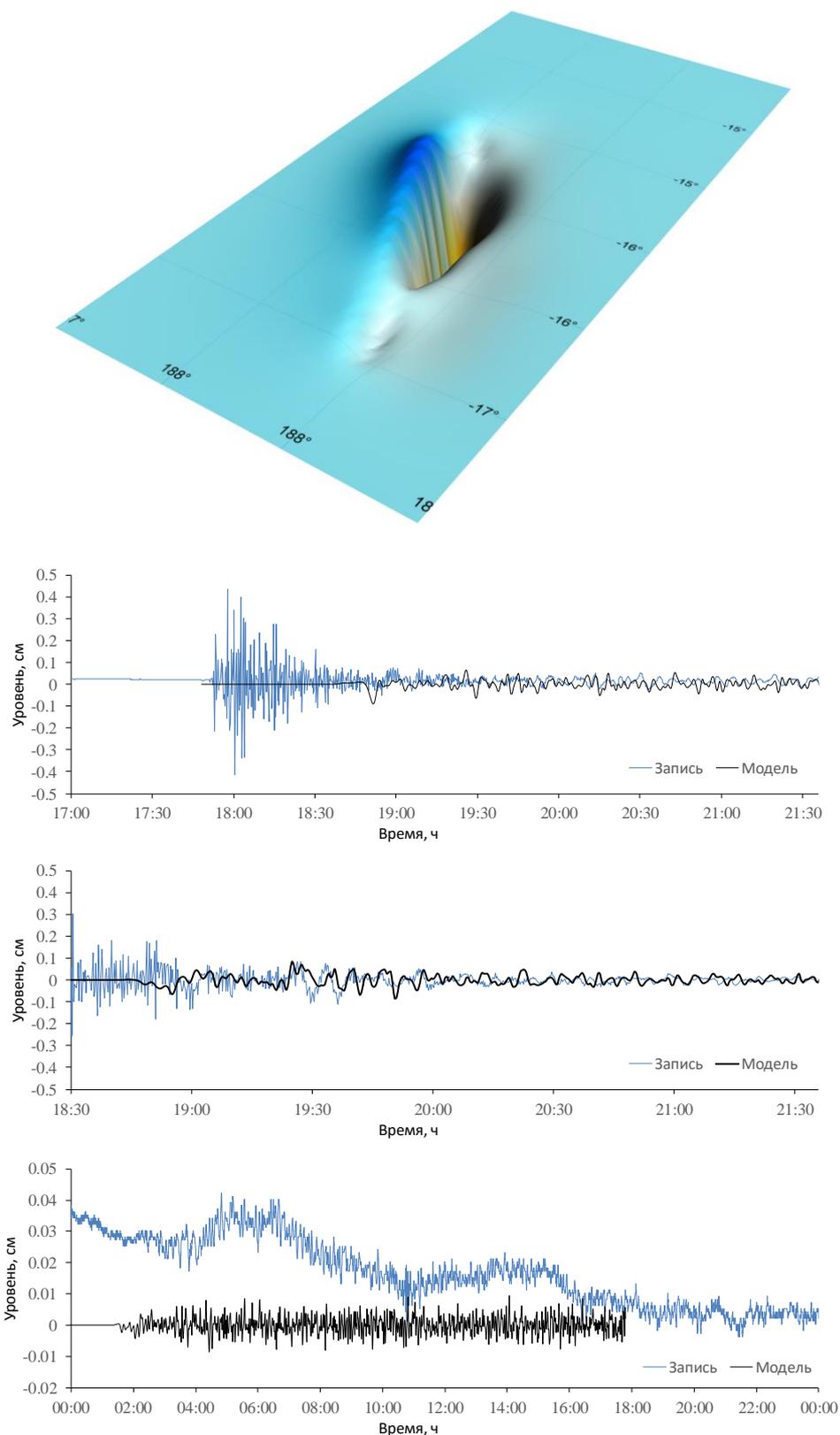


Рисунок 12 – Модель поля остаточных вертикальных смещений в очаговой зоне Самоа цунами 29.09.2009 г. и сравнение модельных волнограмм с записями на DART 51425 (верхний), DART 51426 (нижний) в ближней зоне и на DART 21413 в дальней зоне.

Также на рисунке 12 приведены сравнительные волнограммы в ближней зоне. На записи для DART 51425 трудно сопоставить модельную запись и натурные данные, так как из-за воздействия колебаний донного грунта при прохождении сейсмических волн запись сильно зашумлена. Для записи на DART 21413 запись представляет уже непрерывный цуг смешанных высокочастотных колебаний, а вот на записи DART 51426 вполне отчетливо можно выделить начальные совпадающие колебания, что подтверждает качество модели источника.

Основная энергия источника была направлена в сторону Австралии и Новой Зеландии с одной стороны и побережья Калифорнии с другой (рисунок 13), а в сторону дальневосточных берегов России распространялись более слабые волны. Тем не менее, это цунами четко идентифицировалось на записях, полученных на автономных регистраторах придонного гидростатического давления, установленных ИМГиГ ДВО РАН в районе Южных Курильских островов, а также на телеметрическом регистраторе Центра цунами Росгидромета в Северо-Курильске [Shevchenko et al., 2011].

Датчики были установлены в трех бухтах о. Шикотан – два на океанской стороне (Церковная и Маячная) и один со стороны Южно-Курильского пролива (Малокурильская). Три других прибора были выставлены с борта гидрографического судна вблизи обслуживаемых маяков – у м. Ловцова, являющегося северо-восточной оконечностью о. Кунашир, вблизи г. Курильск в зал. Китовый на охотоморском побережье о. Итуруп, и у м. Ван-дер-Линда на юго-западе о. Уруп. Кроме того, для сравнительного анализа использовалась запись колебаний уровня моря в порту Ханасаки на тихоокеанском побережье п-ова Немуро на северо-востоке о. Хоккайдо. Отрезок суточной продолжительности представлен на сайте WCATWC.

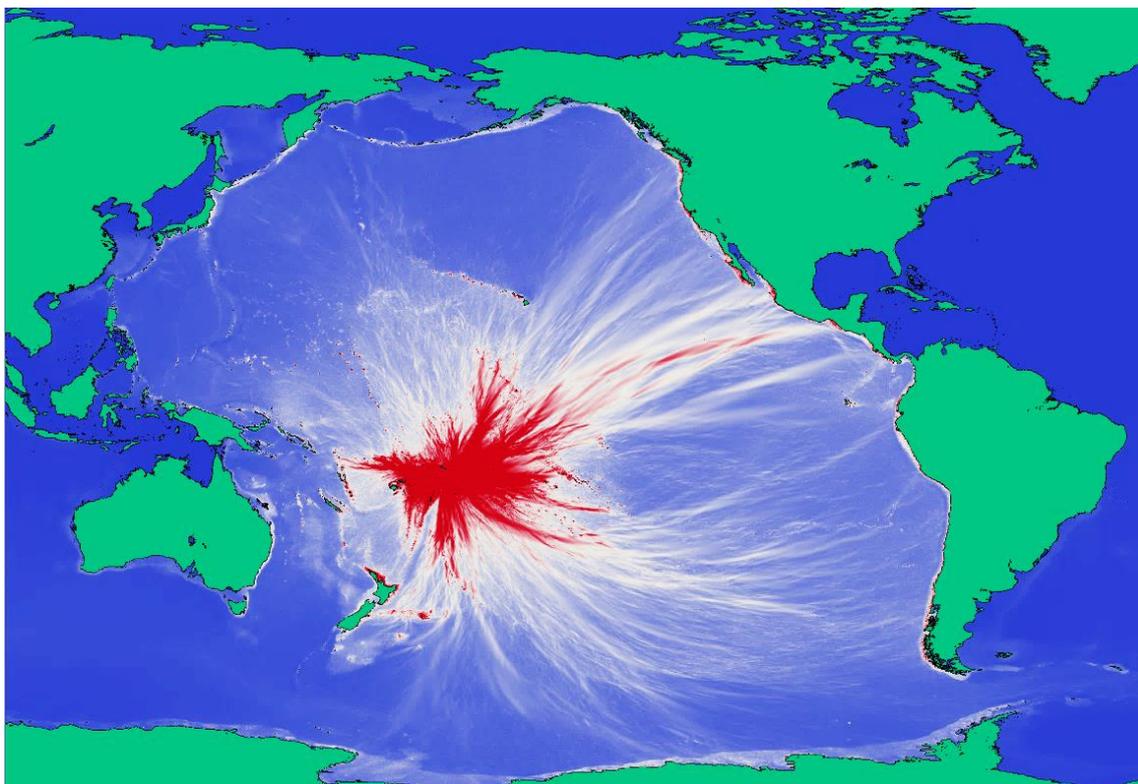


Рисунок 13 – Распределение максимальных амплитуд Самоа цунами по результатам численного моделирования.

Из полученных записей вычитался предвычисленный прилив, а полученные ряды остаточных (непериодических) колебаний использовались для определения статистических и спектральных характеристик цунами (моментов прихода первой и максимальной волны, продолжительности колебаний и т.д.). На всех станциях это цунами проявилось вполне отчетливо, даже на станции Курильск на охотоморском побережье о. Итуруп. Данное цунами не представляло угрозы для объектов, расположенных на побережье Курильских островов, тревога цунами не объявлялась, но полученные записи представляют интерес с точки зрения особенностей его проявления на различных участках побережья. Интенсивные колебания продолжались достаточно долго, а максимальные волны (на океанском побережье о. Шикотан высота волны от подошвы до гребня была более 30 см) отмечены через 6 часов после момента вступления. Волновой процесс пришел к обычному уровню фоновых колебаний к 20 часам UTC. На станции Ханасаки

(северо-восточная оконечность о. Хоккайдо) данное цунами проявилось слабее, чем в бухтах на океанском побережье о. Шикотан, максимальная высота составила 16 см. В бухте Малокурильская, расположенной со стороны Южно-Курильского пролива, цунами проявилось в виде усиления основной моды собственных колебаний с периодом около 19 мин, что типично для данной акватории.

Интенсивность волнового процесса быстро нарастала, а максимальная волна (21 см) пришла существенно раньше по сравнению с рассмотренными выше бухтами, примерно в 7 часов UTC. На станциях м. Ловцова и м. Ван-дер-Линда цунами проявилось существенно слабее, высоты волн составляли 7–10 см, несколько больше, до 17 см, отмечены колебания в заливе Китовый.

Крайне сложно было определить момент прихода цунами в Северо-Курильске (рисунок 14). Начиная с 4:40 UTC, здесь зарегистрирован своеобразный цуг волн с периодами около 12 мин и амплитудами 5–6 см, затем характер колебаний заметно изменился – амплитуда возросла до 10–12 см (максимальная высота составила 25 см), а период, наоборот, уменьшился.



Рисунок 14 – Отрезки записи за 30 сентября 2009 г., содержащие Самоа цунами на регистраторах в бухте Церковная (ИМГиГ ДВО РАН) и в Северо-Курильске (СПЦ) на Тихоокеанском побережье России.

Для выявления частотных свойств обусловленных цунами колебаний полученные записи подвергались спектральному анализу. Расчет спектральной плотности производился по отрезкам суточной продолжительности с разбиением на интервалы продолжительностью 6 часов (с половинными сдвигами), число степеней свободы при этом расчете равнялось 14. На каждой станции выбиралось два отрезка записи – один за 30 сентября, он рассматривался как содержащий цунами; второй, за предшествующие сутки, использовался для оценки спектральных характеристик фоновых колебаний в месте расположения регистратора, а также вычислялось отношение спектров, характеризующее влияние источника [Rabinovich, 1997].

В бухте Маячная возрастание энергии длинноволновых колебаний было самым значительным и проявилось главным образом в сравнительно узком диапазоне периодов 7–17 мин, на периоде 8 мин, например, возрастание превысило 2 порядка. В бухте Церковная интенсивность колебаний увеличилась в диапазоне периодов от 4 до 20 мин (последний отвечает нулевой моде собственных колебаний бухты), хотя в спектре естественного длинноволнового фона он несколько смещен влево. Другие резонансные пики, отвечающие периодам около 4, 6 и 11 мин, хорошо выражены как в обычных условиях, так и при цунами (рисунок 15). Аналогичная картина наблюдалась в бухте Малокурильская – здесь наиболее заметное усиление отмечено на периодах собственных мод бухты 3 и 4.5 мин, в меньшей степени на периоде основной моды 19 мин.

В заливе Китовый резонансные пики в спектре фона выражены очень хорошо, они имеют периоды около 5, 7, 8.5, 11 и 20 мин. На самом низкочастотном из них цунами практически не вызвало повышения уровня энергии, наиболее значимо оно проявилось на периодах 7–11 мин.

В Северо-Курильске Самоа цунами проявилось в диапазоне периодов от 3.5 до 20 мин, но наиболее значимым возрастание энергии колебаний было на периодах около 5 (более чем на 2 порядка), 8 и 16 мин (рисунок 15). Периоды

8 и 16 мин и ранее выделялись в спектрах цунами на данной станции, в то время как пик с периодом 5 мин ранее не отмечался [Дущенко и др., 2003]. По-видимому, его появление связано с работами по реконструкции порта – а именно с восстановлением стенки портового ковша, что и привело к увеличению добротности высокочастотных резонансных колебаний.

Столь высокочастотное проявление Самоа цунами не характерно для удаленных цунами, которые обычно вызывают низкочастотные колебания, так как короткие волны быстро затухают при распространении на большие расстояния. Вероятно, именно с этим связаны сравнительно небольшие амплитуды данного цунами, хотя другое характерное свойство цунами от удаленных источников – значительная продолжительность волнового процесса, в данном случае проявилось в полной мере.

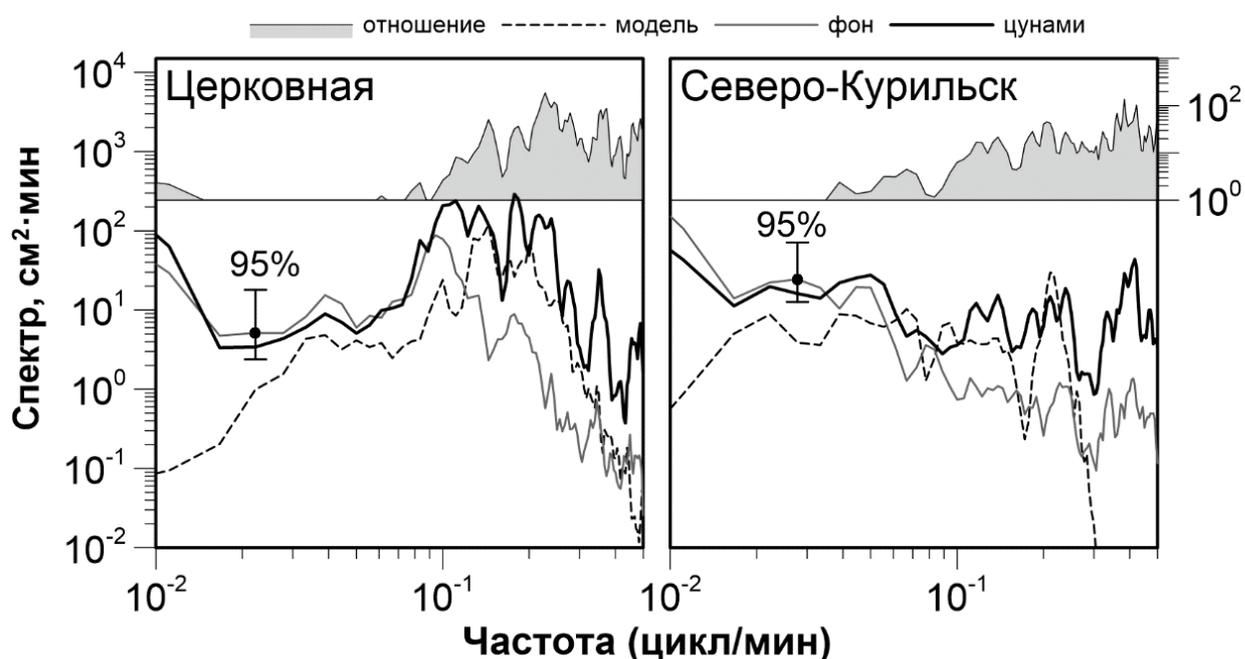


Рисунок 15 – Спектры записей Самоа цунами 29.09.2009 г. для станций в б. Церковная и в порту г. Северо-Курильск.

2.2 Чилийское цунами 27 февраля 2010 года

Землетрясение с моментной магнитудой $M_w = 8.8$ по оценке Геологической службы США (USGS) произошло в 06:34 по Гринвичу (UTC)

27 февраля у берегов Чили. Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 35.846° ю.ш. и 72.719° з.д., глубина очага составляла около 35 км. Это землетрясение вызвало волны цунами значительной высоты, которые представляли серьезную угрозу для большей части побережья Тихого океана. Это относилось и к таким удаленным от источника районам, как дальневосточное побережье России. В этой связи вспоминается сильнейшее землетрясение 22 мая 1960 года, произошедшее полвека назад у побережья Чили, которое вызвало волны цунами высотой до 5–6 метров на берегах Курильских островов и Камчатки [Соловьев, Ферчев, 1961; Соловьев, Го, 1974].

Тогда волны цунами имели наибольшие высоты на участках побережья с широкими протяженными шельфами, обладающими выраженными резонансными свойствами. Эта особенность в самой наглядной форме проявилась на побережье Японии, где, за счет более высокой плотности станций, роль шельфового резонанса удалось изучить более детально [Ивельская, Шевченко, 2006].

Опасные волны с высотой около 2 метров были зарегистрированы на тихоокеанском побережье Северных и Южных Курильских островов и при Чилийском цунами 27.02.2010 г. [Shevchenko et al., 2013], хотя землетрясение было более слабым по сравнению с землетрясением 1960 года. Была объявлена тревога цунами, причем в Северо-Курильске действительно опасная волна высотой 228 см пришла через 4 часа после первых, совсем слабых колебаний. К этому времени был дан отбой тревоги цунами, и только по счастливой случайности никто из местных жителей не пострадал. Вопрос о формировании волны в данном районе и причинах ее позднего прихода в Северо-Курильск представлял значительный интерес.

Для анализа этих и других особенностей проявления Чилийского цунами 2010 г. вследствие особенностей формирования волнового поля в северо-западной части Тихого океана, для численного моделирования также была построена модель сейсмического источника. Начальное смещение

варьировалось в пределах от 1,5 м ниже уровня моря до 5 м выше уровня моря, имело дипольный характер, с длинной осью, вытянутой в направлении ССЗ вдоль побережья провинции Талька в Чили (рисунок 16).

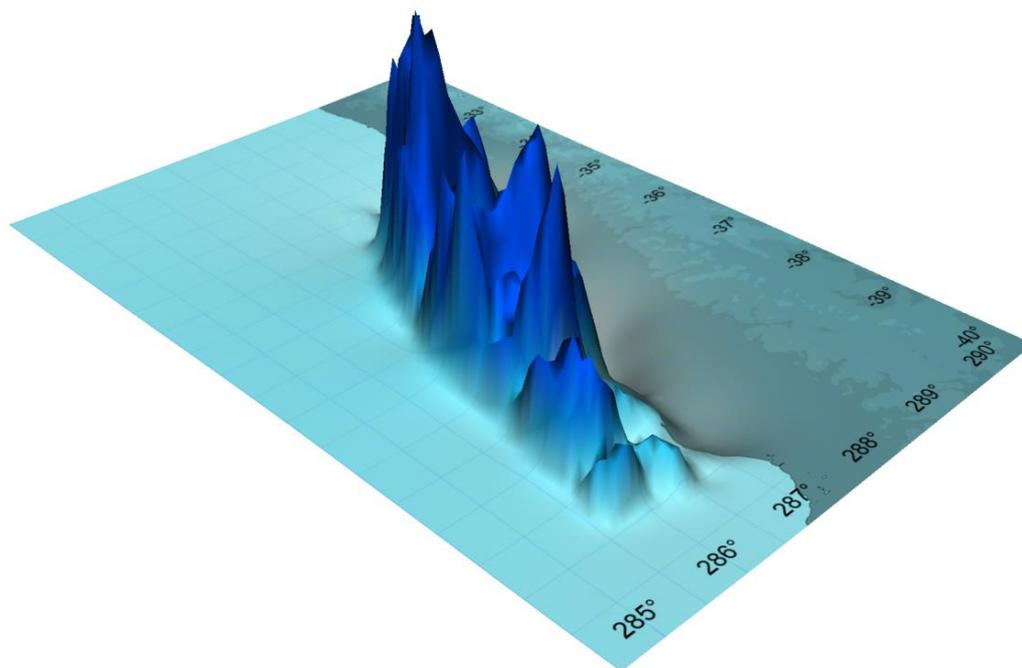


Рисунок 16 – Модель начального возмущения уровня в источнике Чилийского цунами 2010 г., использовавшаяся при численном моделировании.

По результатам моделирования распространения Чилийского цунами через весь Тихий океан в течение 48 часов расчетного времени была построена карта распределения максимальных амплитуд, показывающая направленность излучения волновой энергии из очаговой зоны. (рисунок 17). Также на рисунок 17 приведена карта изохрон для Чилийского цунами. Дополнительно рисунку 18 представлена более детальная картина максимальных волн на Дальневосточном побережье России.

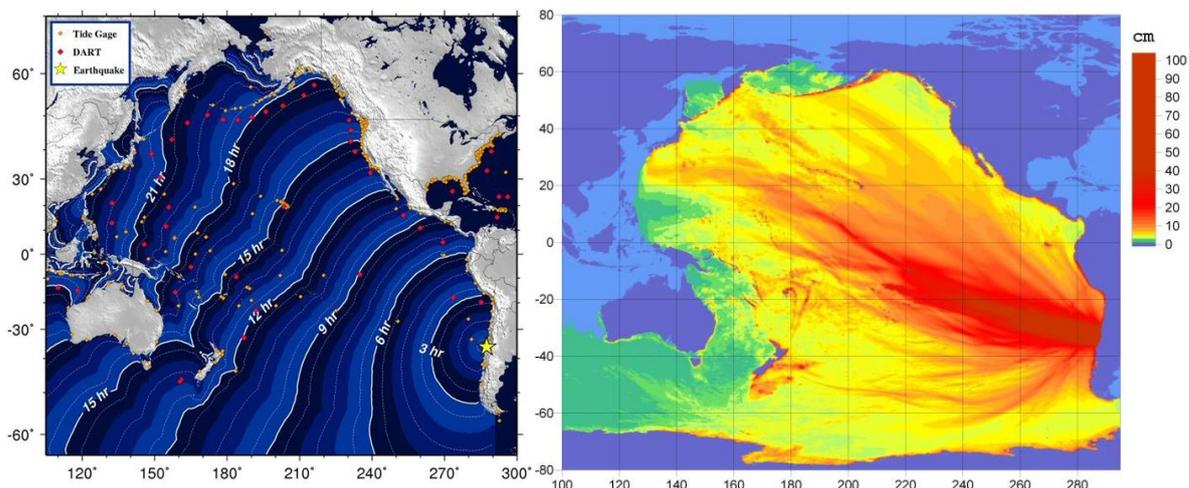


Рисунок 17 – Карта времен добегания и пространственное распределение полученных в результате численного моделирования максимальных амплитуд Чилийского цунами в открытом океане.

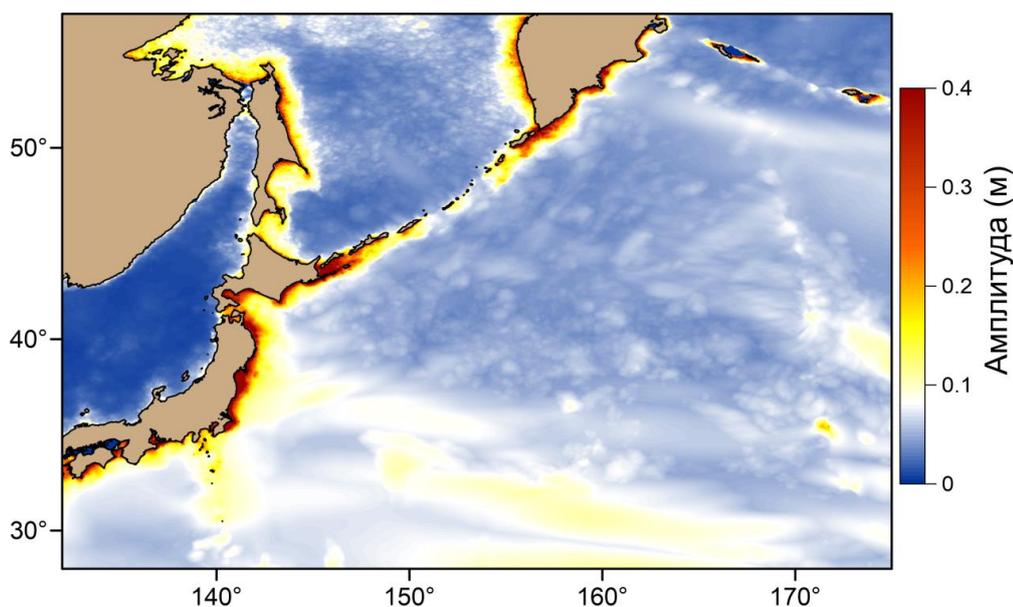


Рисунок 18 – Пространственное распределение полученных в результате численного моделирования максимальных амплитуд Чилийского цунами в северо-западной части Тихого океана и на побережье Дальневосточного региона России.

Из рисунка 17 видно, что основной поток волновой энергии был направлен в сторону Японии (прежде всего, на океанское побережье о. Хонсю, в меньшей степени – на побережье о-в Хоккайдо и Южных). От основного

потока отделялось несколько ветвей – в направлении Новой Зеландии, побережья Калифорнии, а также Северных Курильских островов и Камчатки. Центральная часть Курильской гряды, а также часть побережья Камчатки, Командорские острова и западная часть Алеутских находились в своеобразной зоне тени, амплитуды волн цунами были здесь существенно меньше, чем на остальных участках побережья.

На рисунке 19 представлены записи цунами, полученные на северо-восточном фланге тихоокеанского побережья России, а также на дополнительных станциях Адак и Шемя на Алеутских островах. Эти записи весьма примечательны и необычны, поэтому рассмотрим подробно их основные особенности.

На глубоководной станции DART 21416, расположенной напротив юго-восточного побережья полуострова Камчатка, заметно выделяется основная волна, высота которой (измеряемая от подошвы до гребня) примерно в 4 раза больше, чем первой волны. Временной сдвиг между первой и максимальной волной составлял около 2 часов. Отметим существенное сходство сигнала на удаленной и береговых станциях Водопадная и Северо-Курильск. В последнем первые колебания были очень слабыми, а затем, как отмечалось выше, пришла самая опасная на всем российском побережье волна с высотой 228 см. Причем временной сдвиг составлял уже 4 часа, а не 2 часа, как на глубоководном датчике.

Еще одна важная особенность волнового поля при Чилийском цунами на северо-востоке российского побережья заключалась в необычно малых высотах волн на самых восточных станциях – Никольское (о. Беринга) и Петропавловск-Камчатский. Все это поставило перед Службой предупреждения о цунами ряд сложных проблем как с подачей тревоги цунами, так и с определением времени подачи сигнала о ее отбое. Для сравнения со станцией Никольское были привлечены записи Чилийского цунами на станциях Шемя в западной и Адак в центральной части Алеутских островов. На станции Шемя практически невозможно идентифицировать

цунами, определить высоты и моменты прихода первой и других волн. В то же время в порту Адак были зафиксированы хорошо выраженные колебания с максимальной высотой волны около 80 см.

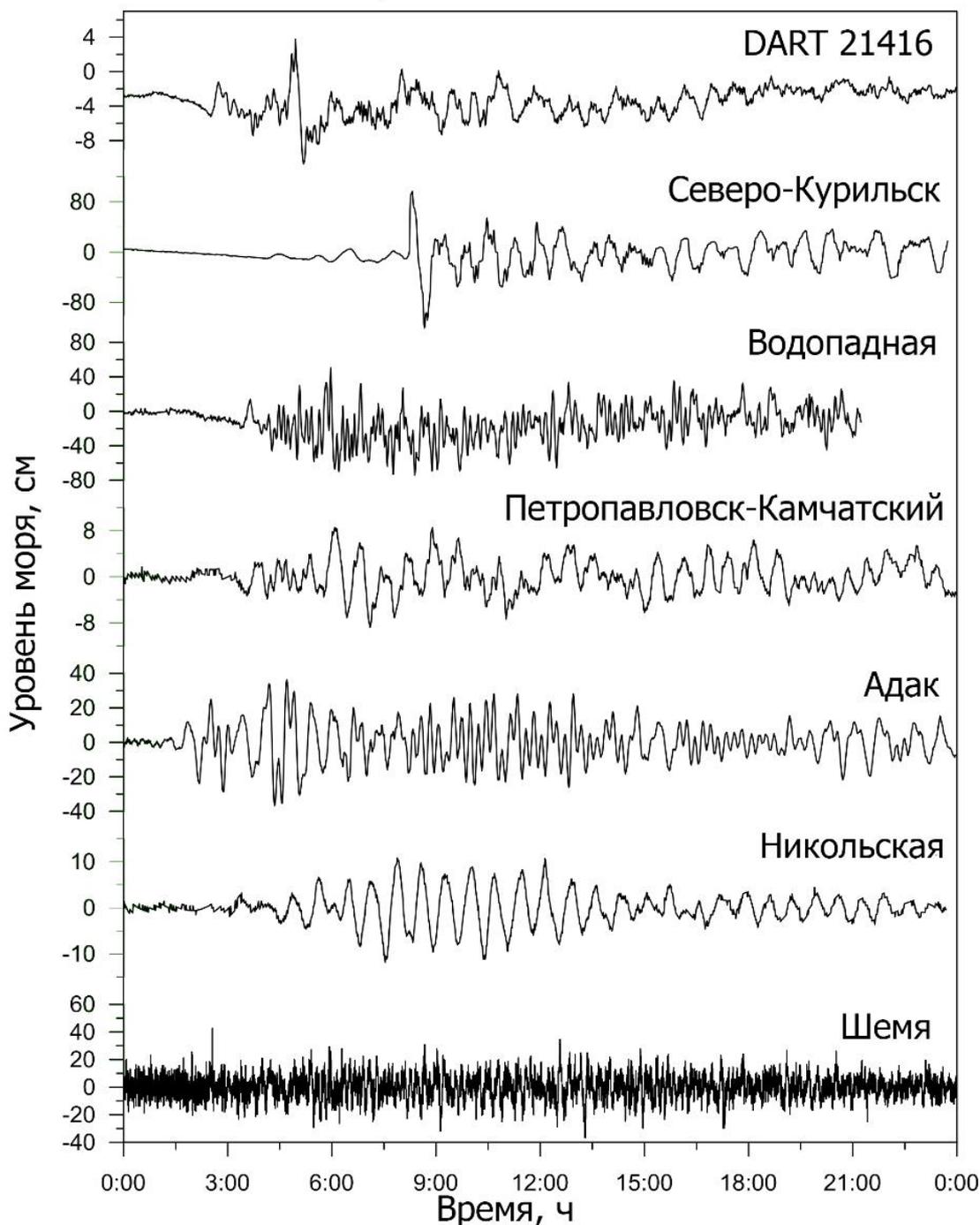


Рисунок 19 – Отрезки записи за 28 февраля 2010 года, содержащие Чилийское цунами, полученные на DART 21416, регистраторах северо-восточной части тихоокеанского побережья России и датчиках Службы предупреждения США на Алеутских островах.

В районе Южных Курильских островов таких необычных проявлений не было выделено, хотя обращает внимание выраженные низкочастотные колебания на станции Ханасаки (максимальная высота около 1.8 м). Аналогичная высота волны зафиксирована и в бухте Церковная на океанском побережье о. Шикотан, но в этом случае преобладали более короткопериодные колебания, обусловленные резонансными свойствами бухты (рисунок 20).

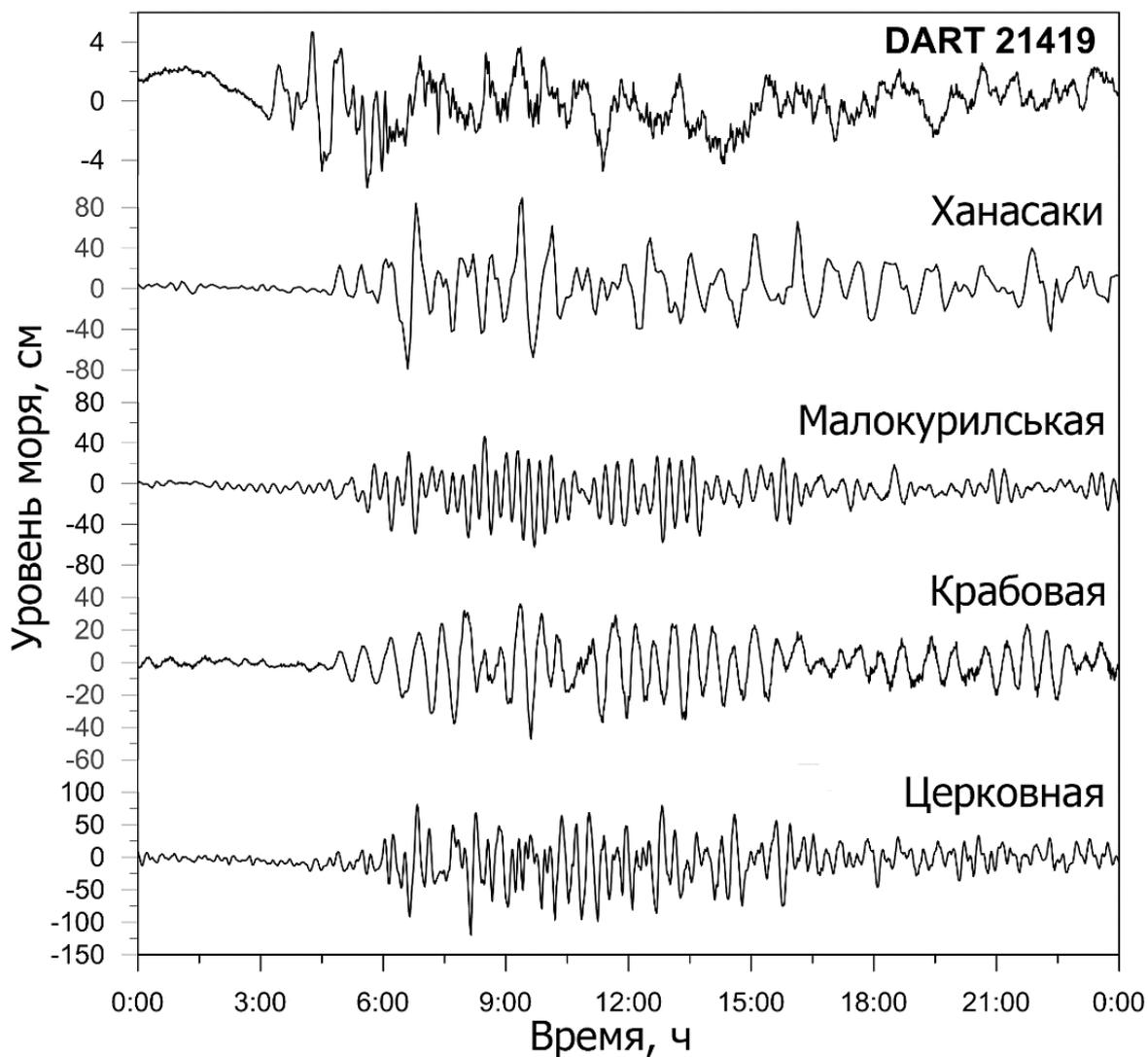


Рисунок 20 – Отрезки записи за 28 февраля 2010 года, содержащие Чилийское цунами, полученные на DART 21419, автономных донных станциях ИМГиГ на Южных Курильских островах и станции Ханасаки (Хоккайдо, Япония).

2.3 Тохоку цунами 11 марта 2011 года

Одно из сильнейших за историю Японии землетрясение ($M_w = 9.0$) произошло 11 марта 2011 года в 05:46 UTC к северо-востоку от о. Хонсю, фокальная глубина составляла 32 км. Это землетрясение вызвало сильное трансокеанское цунами, имевшее катастрофические последствия на тихоокеанском побережье Хонсю и послужило причиной крупнейшей аварии на АЭС «Фукусима-1».

Эпицентр землетрясения (рисунок 21) находился на сравнительно небольшом удалении от Южных Курильских островов, в зоне, которая, согласно магнитудно-географического критерия, отнесена к цунамиопасным при магнитуде больше или равной 8 [Kaistrenko et al., 2013].

Для тихоокеанского побережья России была объявлена тревога цунами, которая оправдалась – высоты волн в окрестностях населенных пунктов на побережье Курильской гряды достигали 2–2.5 м. Особенностью этого цунами был взлом ледяного покрова в бухтах и устьях рек и выброс тяжелого льда на берег [Кайстренко и др., 2011].

На основе численного моделирования и анализа материалов инструментальных измерений были рассмотрены вопросы влияния направленности источника Тохоку цунами на особенности формирования волнового поля (высоты и периоды волн) на побережье Дальневосточного региона России. Глубоководные и береговые станции, на которых были получены записи этого цунами, представлены на рисунке 21-22.

На рисунке 23 представлены записи Тохоку цунами на побережье Курильской гряды и полуострова Камчатка. Наиболее примечательным обстоятельством было преобладание в полученных на большинстве станций записях низкочастотных колебаний с периодами 50-80 мин. Там, где низкочастотные колебания не проявились (охотоморское побережье о. Итуруп, станции Курильск и Рейдово, а также на станции Никольское на о. Беринга), высоты волн были существенно меньше.

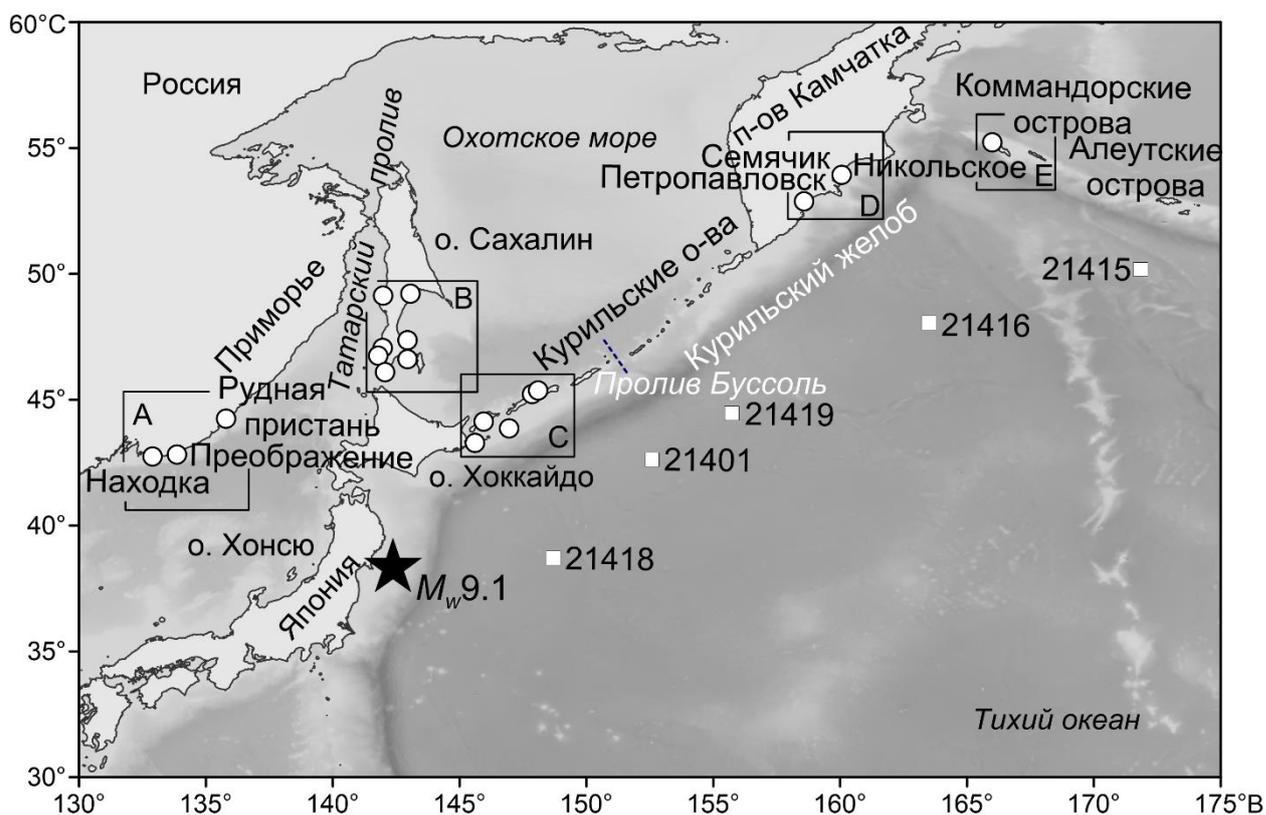


Рисунок 21 – Пункты регистрации на которых были получены записи Тохоку цунами 11.03.2011 г. Звездочкой отмечен эпицентр землетрясения.

Наиболее вероятно, это связано с тем обстоятельством, что прилегающие участки шельфа короткие и приглубые, и усиление приходящих волн на них практически не выражено. Особо отметим станцию Петропавловск-Камчатский, расположенную на берегу крупной бухты Авачинская губа, соединенную с открытым океаном довольно узким проливом. Очевидно, благодаря подобным физико-географическим условиям, побережье бухты хорошо защищено не только от штормового волнения, но и от волн цунами. Хотя в данной акватории наблюдается система хорошо выраженных резонансных колебаний [Королев, Шевченко, 2003], наиболее низкочастотная из резонансных мод имеет период около 4.7 часа. Как видно из рисунка 23, соответствующие колебания были зарегистрированы инструментально, а также получены в результате численного моделирования. Это весьма необычно, так как при линейных размерах источника 430 км на 200 км (рисунок 24) компоненты, отвечающие таким большим периодам, должны

проявляться слабо. Скорее всего, заметное возбуждение данных очень низкочастотных колебаний в бухте Авачинская губа обусловлено типом источника (а именно, отмеченным выше преобладанием поднятий над опусканиями). Такой источник может содержать очень низкочастотные компоненты, которые способны возбуждать подобные колебания. Хотя в целом амплитуды волн в порту Петропавловска-Камчатского были малы.

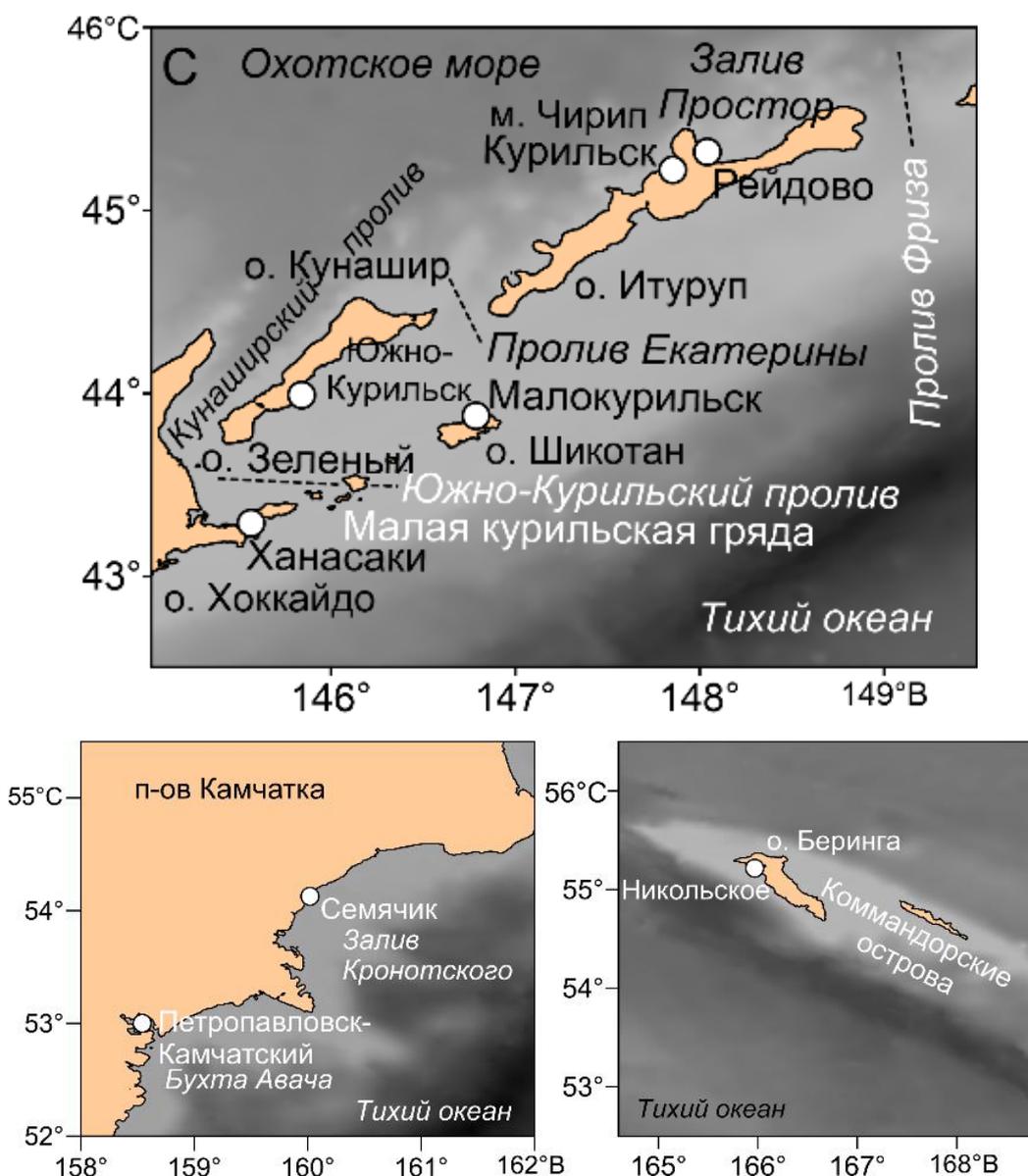


Рисунок 22 – Детальное расположение пунктов регистрации на южной части Курильских островов, на Камчатке и Командорских островах.

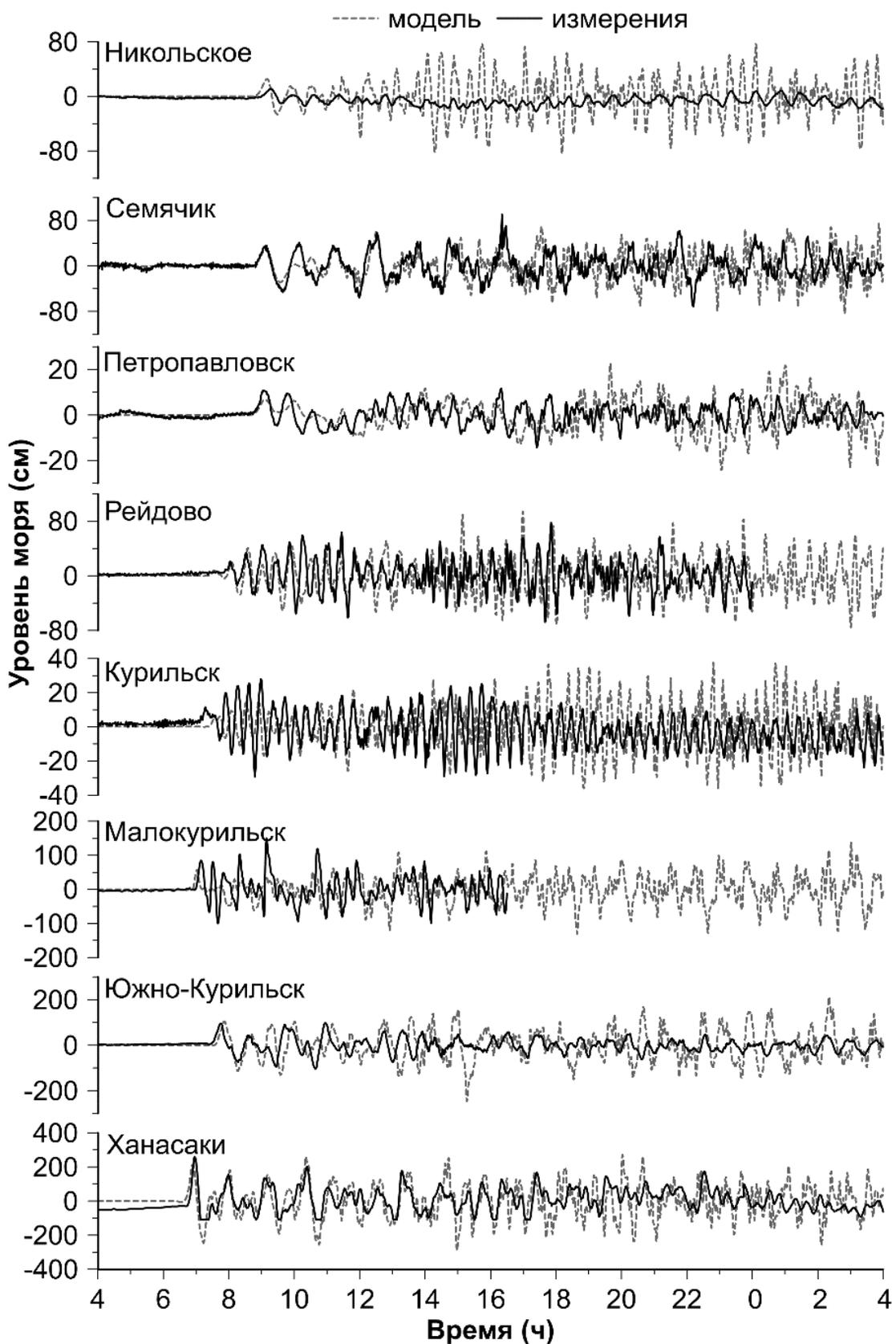


Рисунок 23 – Зарегистрированные инструментально (черная линия) и рассчитанные по модели (красная линия) колебания уровня моря при Тохоку цунами на тихоокеанском побережье России.

Наибольшие амплитуды цунами среди российских станций зафиксированы в Южно-Курильске (причем на автономной донной станции ИМГиГ, расположенной в порту, практически в два раза больше, чем на телеметрическом регистраторе СПЦ, который находится непосредственно за недавно построенным молотом, который экранирует его от прямого подхода волн цунами). Характер колебаний на этой станции идентичен наблюдавшимся на станции Ханасаки на открытом океанском побережье полуострова Немуро (северо-восточная оконечность о. Хоккайдо), где Тохоку цунами представляло серьезную опасность.

Интересно, что колебания в бухте Малокурильская были весьма необычными – как правило, при всех цунами здесь доминируют нулевая резонансная мода с периодом около 19 мин, которая практически не проявилась при изучаемом цунами. В записи на данной станции преобладали гораздо более низкочастотные вариации, с периодами около 30 и 60-80 мин, как и на станциях Южно-Курильск и Ханасаки.

На рисунке 24 представлена модель источника Тохоку цунами (остаточных вертикальные смещения). Она построена на основе сейсмологических параметров очага USGS. Данная модель была опробована также в работе [Fine et al., 2013] и, как отметили ее авторы, предоставляет подробную информацию о пространственных смещениях в области источника цунами и сводит к минимуму неопределенность в его пространственных размерах.

Протяженность источника вдоль берега составила около 430 км, в поперечном направлении – 200 км. Максимальное вертикальное смещение достигало 12 м, отрицательные отклонения от невозмущенного положения дна, которые отмечены в части источника, расположенной ближе к о. Хонсю, были значительно меньше, до 1.5 м. В этом была одна из особенностей землетрясения Тохоку – источник не был источником чисто дипольного типа, в данном случае явно преобладали поднятия.

Источник имел наибольшую протяженность в направлении оси ССВ-ЮЮЗ, круто обрывался в сторону открытого океана и более плавно – в направлении берега о. Хонсю. Соответственно, наиболее интенсивные волны излучались в открытый океан (рисунок 25), тихоокеанское побережье России находилось в стороне от основного направления распространения энергии цунами.

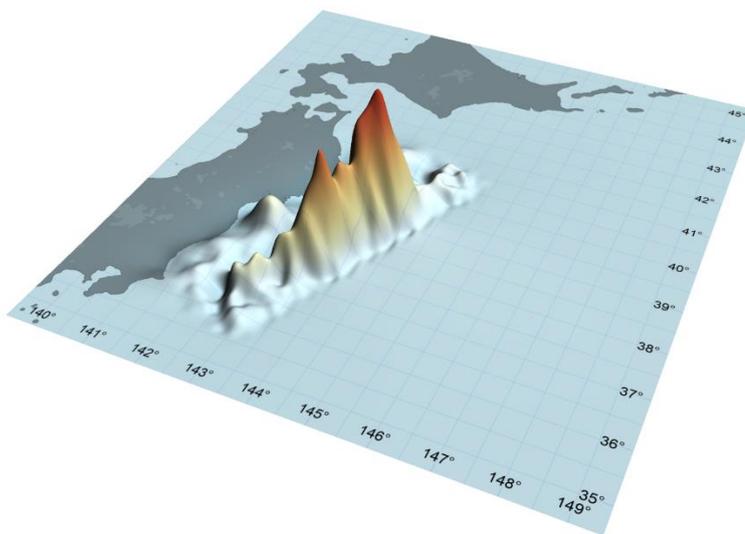


Рисунок 24 – Модель источника Тохоку цунами, использовавшаяся при численном моделировании.

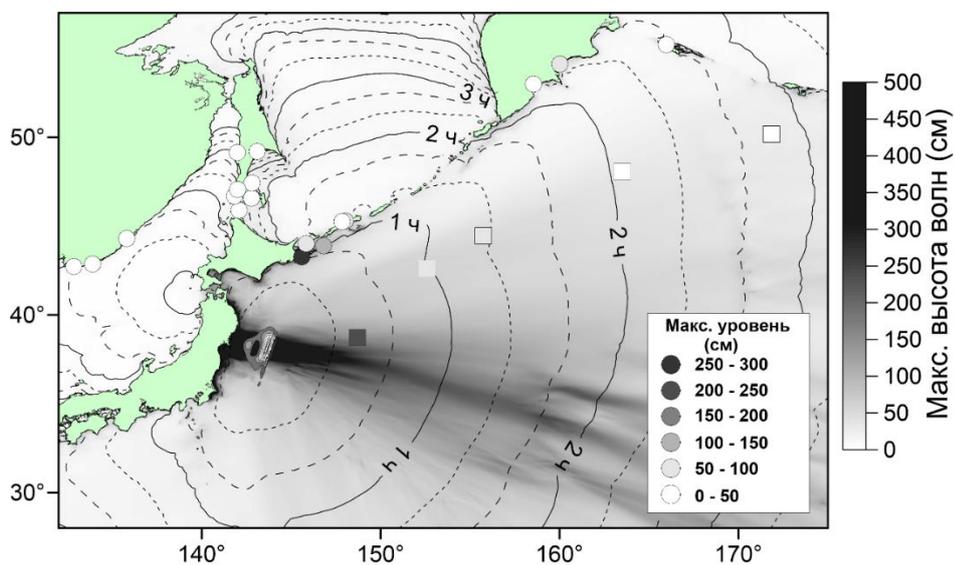


Рисунок 25 – Пространственное распределение полученных в результате численного моделирования максимальных амплитуд Тохоку цунами. Максимальные амплитуды волн на глубоководных (DART) и береговых (СПЦ) станциях показаны кружками различного размера и цвета.

Совпадение рассчитанных волнограмм с инструментальными записями на глубоководных станциях DART очень хорошее, что указывает на качественное описание моделью источника реальных процессов в очаге подводного землетрясения (рисунок 26). Отметим лишь сравнительно небольшое различие в моментах прихода волн по результатам моделирования и наблюдениям. Одной из причин этих различий может быть волновая дисперсия, которая четко просматривается амплитудно-временном спектре, отражающих изменение спектральных характеристик сигнала во времени [Dziewonski et al., 1969; Ландер и др., 1973].

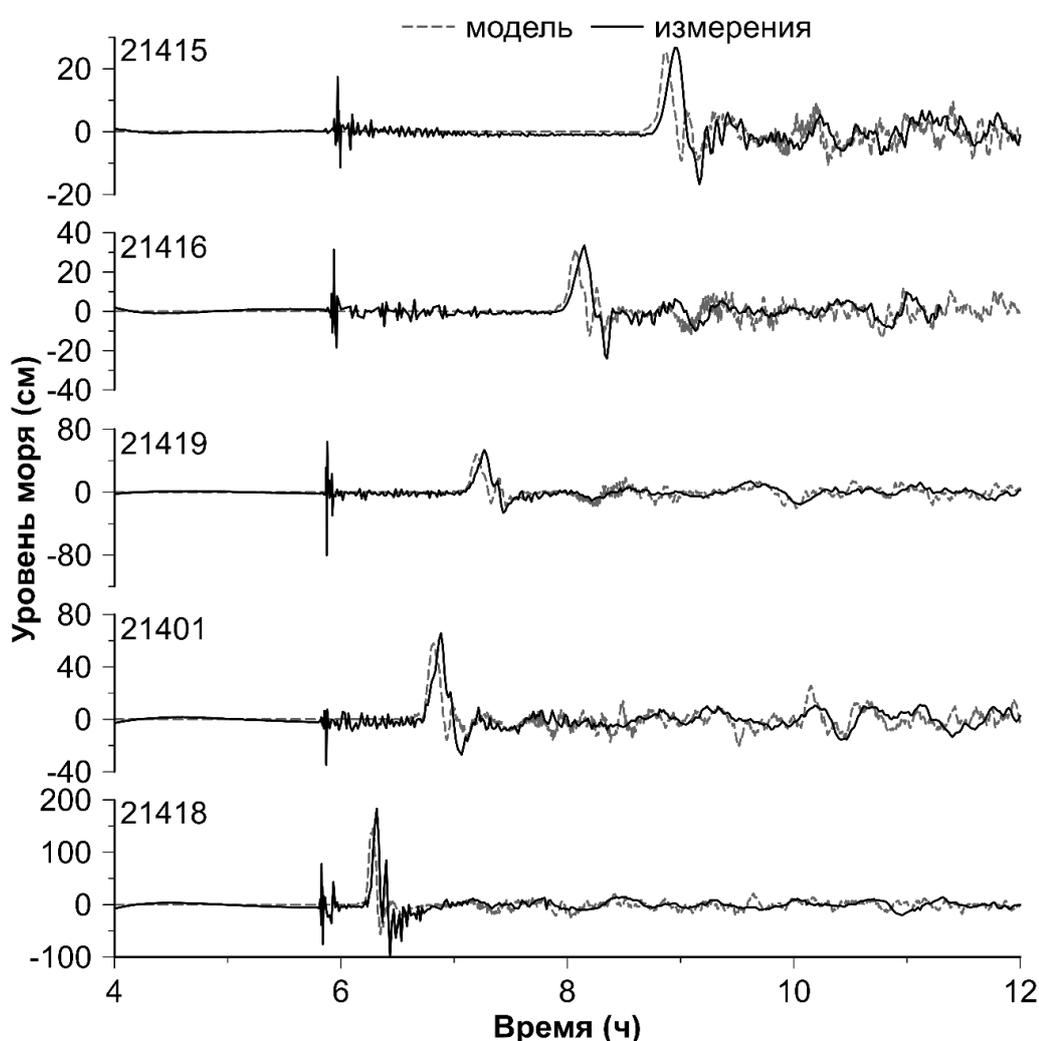


Рисунок 26 – 8-часовые отрезки записи Тохоку цунами 11.03.2011 г на глубоководных станциях DART, расположенных в северо-западной части Тихого океана (черная линия) и расчетные волнограммы (серая штриховая).

На всех станциях наблюдались высокочастотные колебания до прихода главной волны – это типично для регистраторов придонного гидростатического давления, которые реагируют на колебания придонного давления во время прохождения сейсмических поверхностных волн (волн Рэлея). На самый близкий к очагу землетрясения датчик 21418 волна цунами пришла в 6:11 UTC, основной максимум отмечен в 6:19 (отклонение от нулевого среднего уровня составило 187 см). В отличие от теории ветровых волн, при изучении цунами обычно оценивают не только размах колебания от подошвы до гребня, но также отдельно величину положительного отклонения уровня от равновесного, так как именно с ним связаны дальность проникновения цунами на сушу и характер его воздействия на берега и прибрежные населенные пункты. Отрицательная фаза также важна (максимальное отклонение -94 см в 6:26), так как с ней связаны динамические нагрузки при откате волны; ее тоже обычно рассматривают отдельно.

На глубоководной станции DART 21401, установленной за пределами океанического желоба в районе о. Итуруп, цунами пришло существенно позже, в 6:43. Максимальная высота волны (+67 см) отмечена в 6:53, наибольшее отрицательно отклонение (-26 см) зафиксировано в 7:04. Именно в это время волна достигла наиболее удаленной станции 21419, которая располагается в районе Средних Курильских островов. Максимальное положительное отклонение (54 см) здесь наблюдалось в 7:16, отрицательное (-26 см) – в 7:26. Это указывает на плавное уменьшение амплитуды волны по мере удаления от источника, что обычно связано с увеличением протяженности волнового фронта.

Помимо весьма интересного эффекта, связанного с проявлением дисперсии, на рисунке 27 обнаруживается также и существенное различие в спектральных характеристиках волнового процесса, излучаемого в сторону открытого океана (DART 21418) и в направлении Курильских островов и Камчатки [Кайстренко и др., 2011]. Так, на DART 21418 сигнал был в целом

существенно более высокочастотным, главный максимум приходится на периоды 6-8 мин, можно выделить и второй, на периодах 15-20 мин.

Амплитудно-временные спектры, рассчитанные по наблюдениям на других датчиках, расположенных вблизи Курильской гряды, практически идентичны, и в целом, по сравнению с DART 21418, на них преобладали более низкочастотные колебания. Так, главный максимум приходился на периоды 20-30 мин, заметная энергия отмечена в низкочастотной части спектра, на периодах 50-80 мин. Такое существенное различие в характере распределения энергии, как отмечалось выше, типично для цунами и является следствием вытянутости источника – в направлении большой оси очага распространяются более длинные, а малой – более короткие волны.

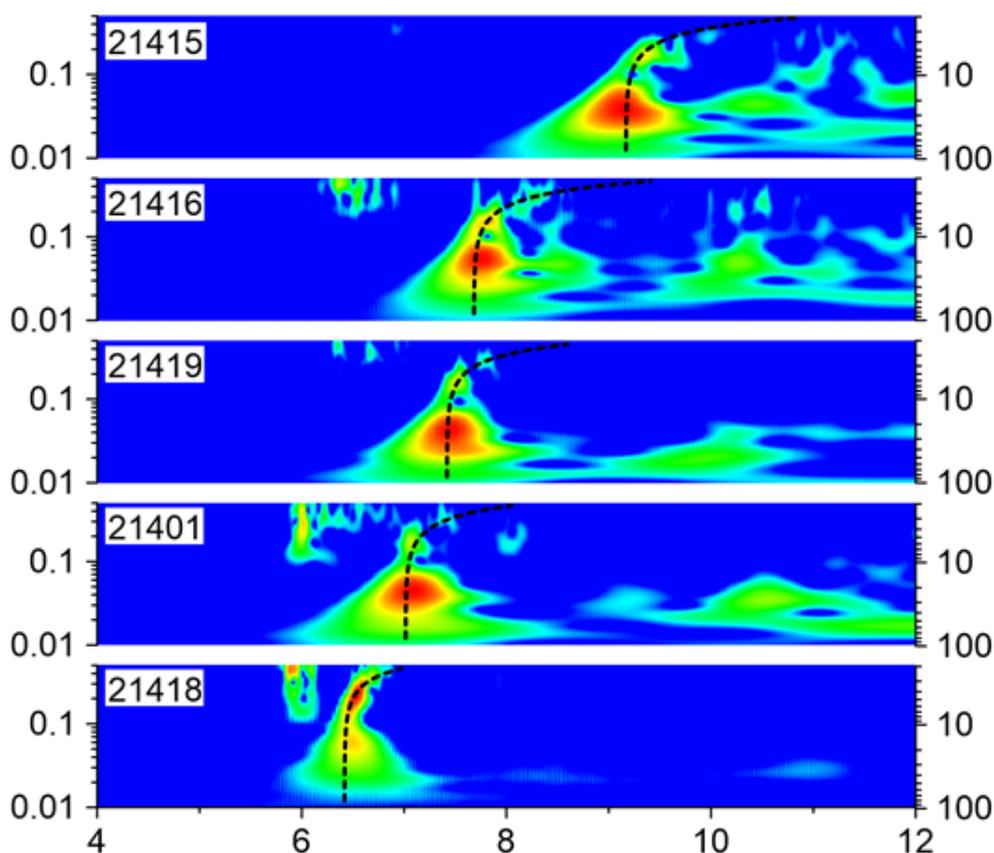


Рисунок 27 – Спектрально-временные диаграммы колебаний уровня моря на глубоководных станциях DART. По горизонтальной оси отложено время в часах, по вертикальной – частота в цикл/мин. Штриховой линией показана теоретическая зависимость волновой дисперсии.

Отмеченное различие в преобладающих периодах колебаний имело очень важное значение для формирования волнового поля у дальневосточных берегов России. Так, наибольшие высоты волн при Тохоку цунами, как следует из рисунка 25, наблюдались в районах с протяженными мелководными шельфами – Южные и Северные Курильские острова, юго-восточная оконечность Камчатки, северо-восточное побережье о. Сахалин (в последнем случае это имело особое значение, так как здесь расположены объекты нефтегазового комплекса, повреждение которых, чему могли способствовать дрейфующие льды, способно привести к тяжелым экологическим последствиям). Аналогичное усиление именно низкочастотных колебаний имело место ранее при Чилийском цунами 22 мая 1960 года, что было причиной серьезной опасности для ряда участков побережья России и Японии [Ивельская, Шевченко, 2006], а также в рассмотренном выше случае Чилийского цунами 27.02.2010 г.

ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЦУНАМИ В ОТКРЫТОМ ОКЕАНЕ

3.1 Анализ трансформации Чилийского цунами 27 февраля 2010 г.

Время добегания цунами от источника до побережья Дальнего Востока России составило около 21 часа, цунами сначала достигло Командорских островов, затем Камчатки и Северных Курил, и существенно позже – Южных Курильских островов. Первое вступление цунами было зарегистрировано на станции Никольское (о. Беринга) 28 февраля в 3:15 мин UTC. На станции Водопадная на юго-восточном побережье Камчатки первая волна с достаточно большой высотой (89 см) достигла этой станции спустя 1 час 25 мин. Максимальная волна была зафиксирована еще на 55 мин позже, ее высота составила 118 см.

В Северо-Курильске первая волна (также, как и в Никольском, слабый положительный импульс) зарегистрирована в 4 ч 28 мин UTC, на 48 минут позже, чем на станции Водопадная. После нескольких сравнительно слабых колебаний, через четыре часа после вступления (в 8 ч 20 мин) была зафиксирована опасная волна с высотой 228 см (рисунок 28). Это значительное запаздывание, по существовавшим нормативам, СПЦ должна была выдать отбой тревоги цунами. Аналогичная ситуация возникла при Симуширском цунами 15 ноября 2006 года в бухте Малокурильская (опасная волна высотой 1.5 метра была зафиксирована примерно через 3.5 часа после вступления).

С целью изучения проблемы позднего прихода опасной волны были привлечены записи Чилийского цунами на двух глубоководных станциях DART (21419 и 21416), расположенных в районе Средних и Северных Курил (рисунок 28), а также результаты численного моделирования. Характер волнового процесса на этих станциях существенно различался, и запаздывание опасной волны связано с влиянием топографии в открытом океане (рассеяние на островах, фокусировка на Императорском хребте) [Shevchenko et al., 2012].

Как и в 1960 году, усиление волн на Северных Курильских островах и юго-восточном побережье Камчатки было обусловлено шельфовым резонансом.

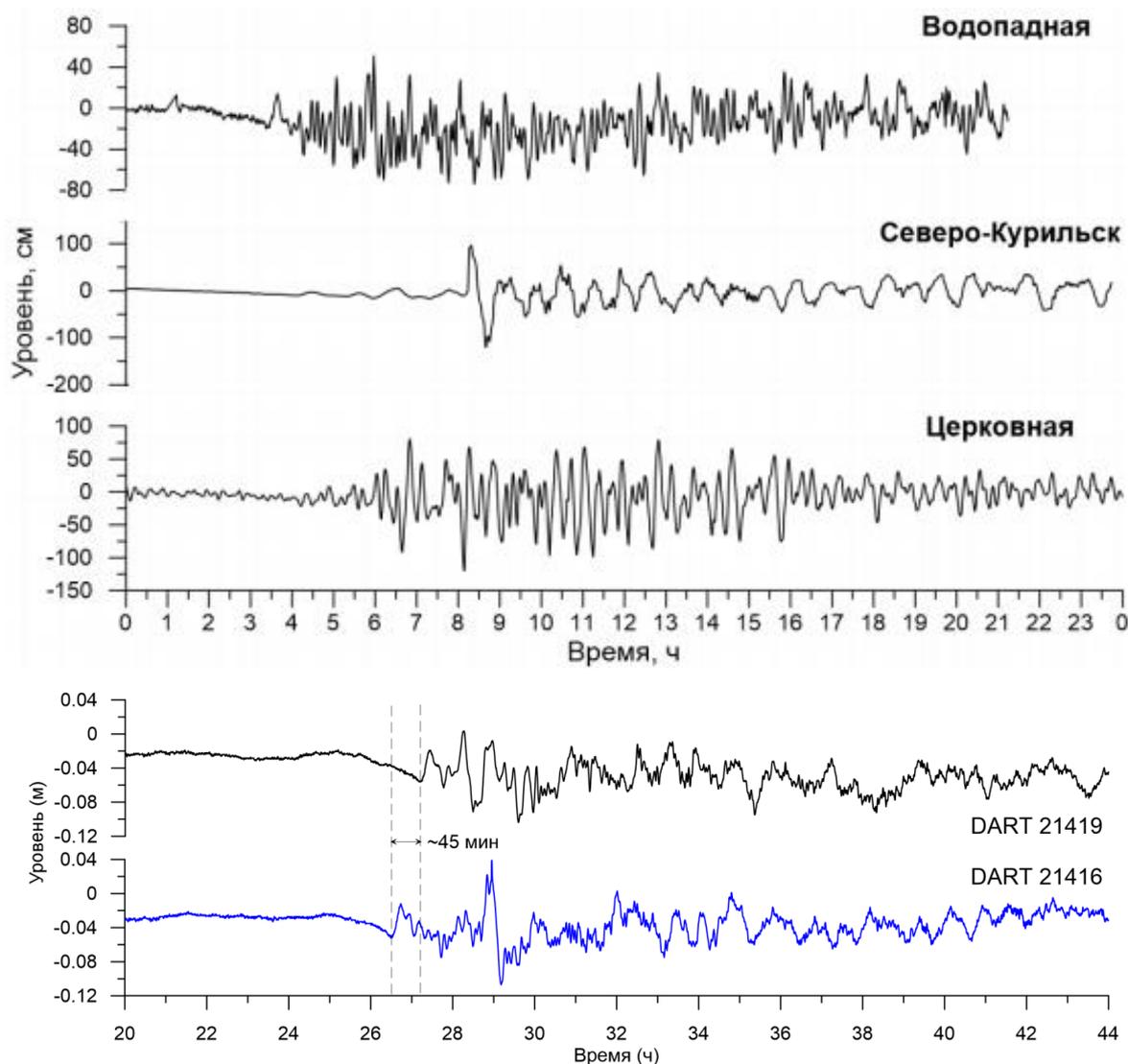


Рисунок 28 – Зарегистрированные прибрежные записи Чилийского цунами 27.02.2010 г. (верхний рисунок) и записи цунами на глубоководных станциях DART 21416 и 21419.

На о. Шикотан волны Чилийского цунами были зарегистрированы автономными станциями в бухтах Малокурильская, Крабовая и Церковная (последняя расположена на океанском побережье).

На всех датчиках отмечены мощные продолжительные колебания, волны с максимальными высотами зафиксированы значительно позже вступления цунами.

Чилийское цунами проявилось в широком диапазоне периодов – от 3 минут до 3 часов. Наиболее значимое повышение энергии колебаний отмечено в низкочастотной области спектра, на периодах от получаса до полутора часов, что характерно для удаленных цунами при землетрясениях значительной интенсивности и с большими размерами очага.

На рисунках 29-34 показаны результаты численного моделирования распространения Чилийского цунами 28.09.2010 в Тихом океане, которые отражают процесс трансформации волн при прохождении мелких архипелагов в центральной части океана (Маркизские острова, острова Лайн и т.д.). Эти трансформации выражены в задержке волн на определенных направлениях и формировании вторичных волновых пакетов.

На Средних Курилах, куда изначально пришли более слабые волны, резонансное усиление выражено слабо, так как шельф здесь короткий и приглубый.

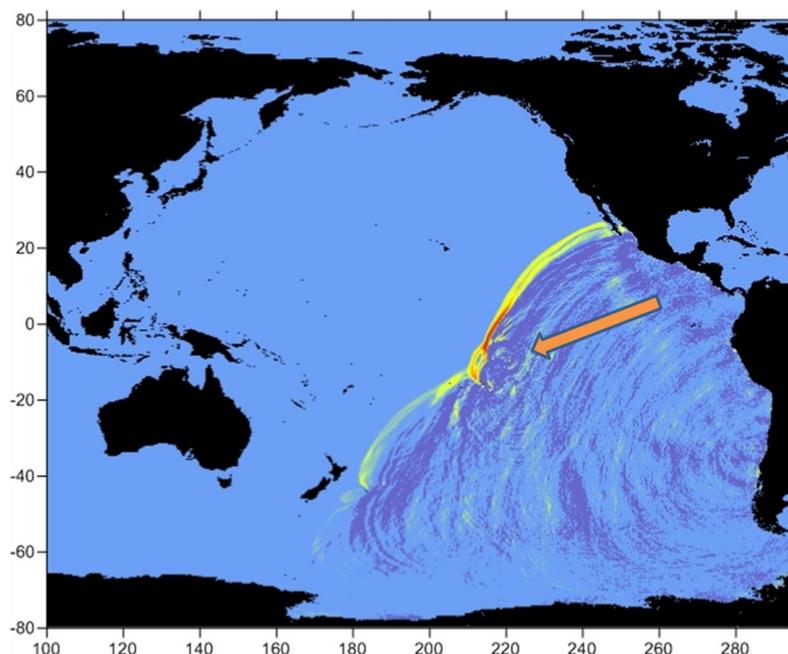


Рисунок 28 – Расчет распространения Чилийского цунами 27.02.2010 г. на 700-ую минуту после землетрясения (волны достигли Маркизских островов).

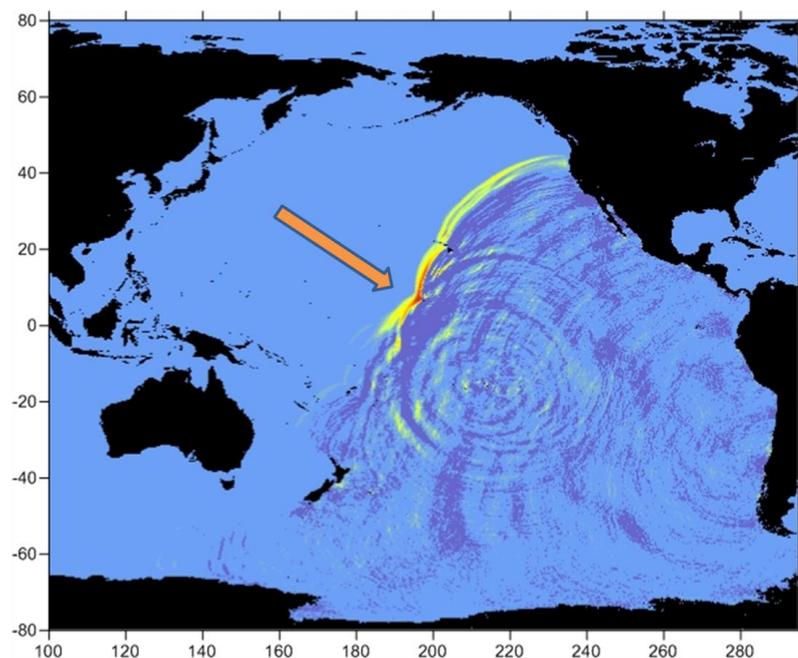


Рисунок 29 – Расчет распространения Чилийского цунами 27.02.2010 г. на 900-ую минуту после землетрясения (волны достигли островов Лайн, Полинезия). Заметна задержка и концентрация волновой энергии на этих островах.

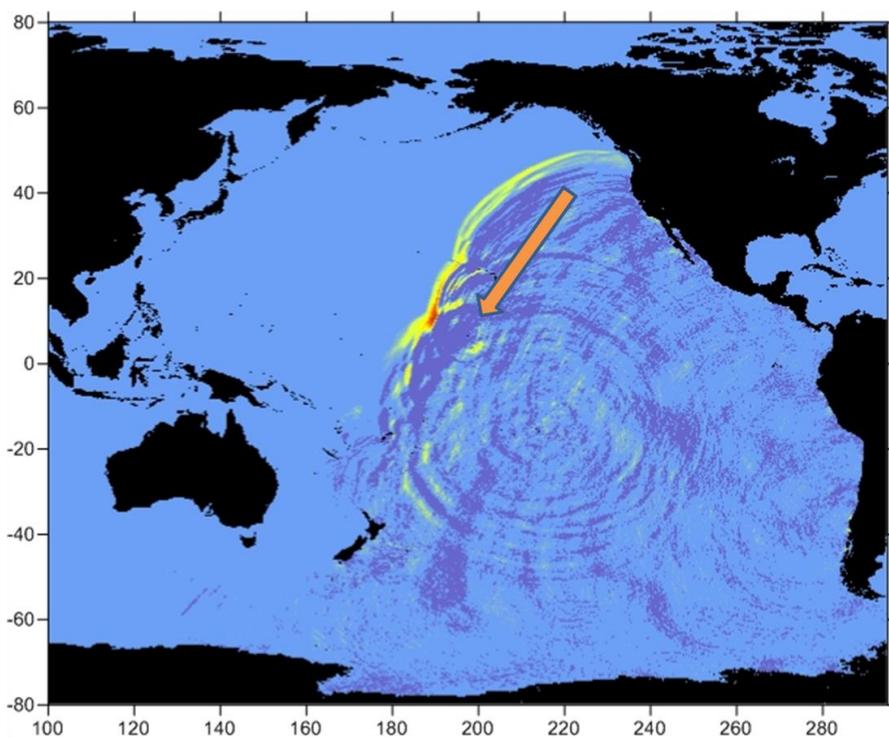


Рисунок 30 – Расчет на 970-ую минуту после землетрясения (волны прошли острова Лайн). Начало формирования второго цуга волн в районе атолла Пальмира.

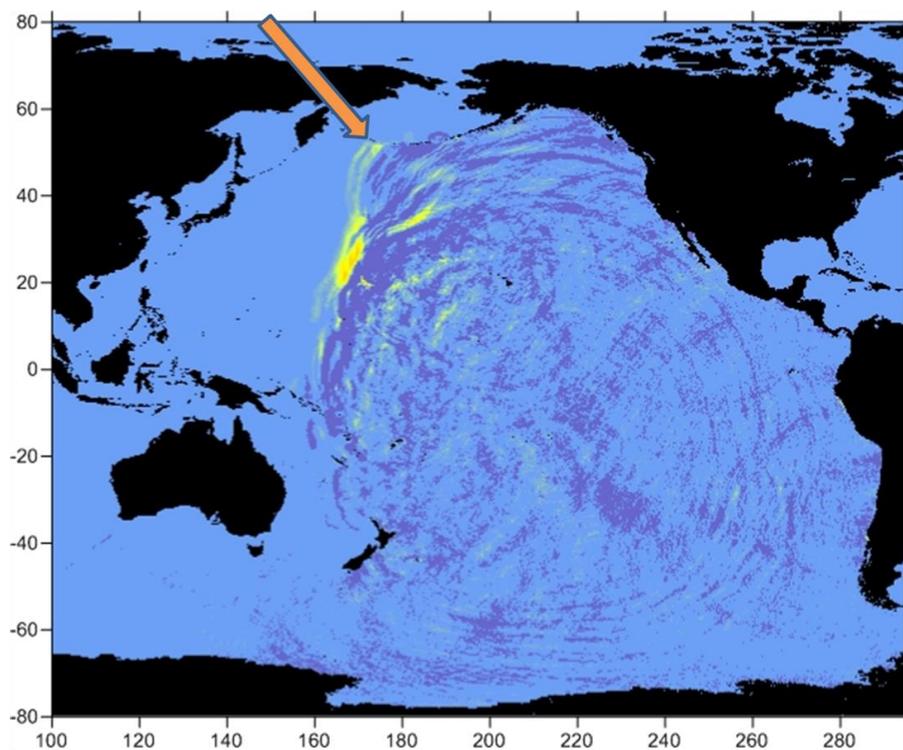


Рисунок 31 – Расчет на 1160-ую минуту после землетрясения. Вдоль Алеутского глубоководного желоба быстро распространяются слабые волны.

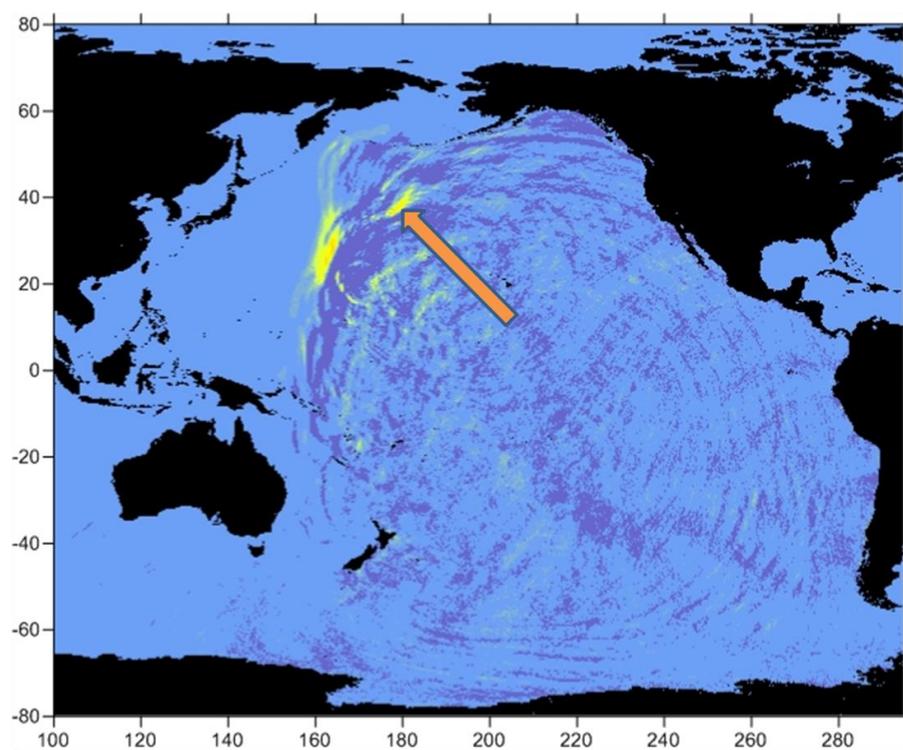


Рисунок 32 – Расчет на 1200-ую минуту после землетрясения (волны пришли на DART 21416). В тыловой части фронта сформировался второй волновой максимум.

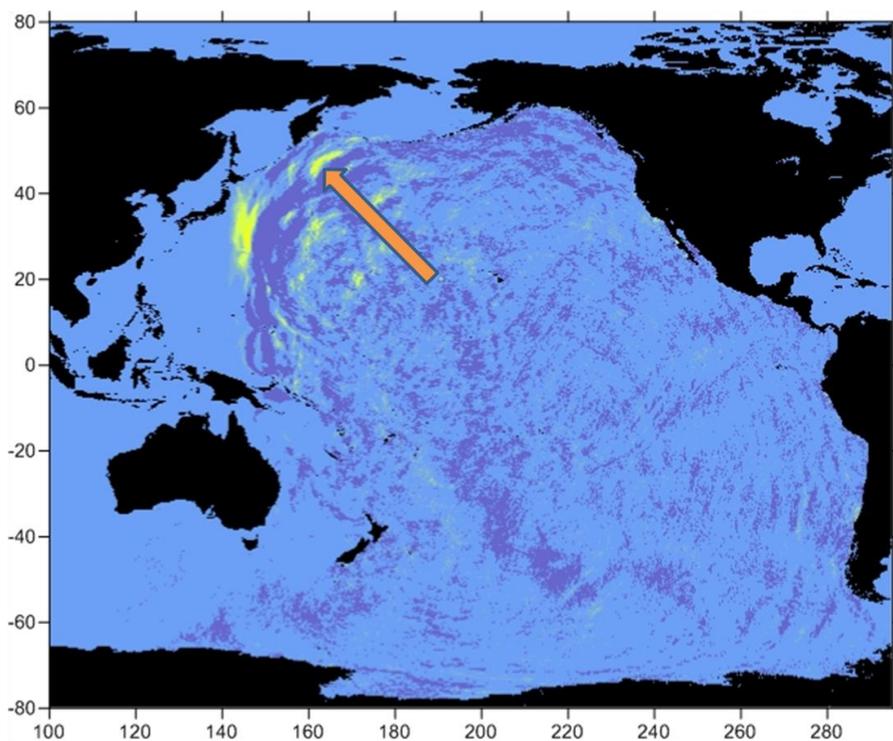


Рисунок 33 – Расчет на 1320-ую минуту после землетрясения (второй волновой пакет достиг DART 21416).

Вдоль Императорского хребта продолжалась концентрация волновой энергии и увеличение временного сдвига между вторым волновым пакетом с достаточно большой амплитудой и первыми, более слабыми волнами, которые, после выхода волн к глубоководному желобу в западной части Алеутских островов, распространялись заметно быстрее, благодаря чему разрыв между фронтом и основным пакетом волн нарастал. Именно этим объясняется увеличение временного сдвига между первой слабой волной и опасной в Севере-Курильске до 4 часов по сравнению с 2 часами на DART 21416 (рисунок 28).

Численное моделирование также показало причину, по которой в западной части Алеутских островов, на Командорских островах и в районе Петропавловска-Камчатского наблюдались сравнительно слабые волны. Как следует из рисунка 18, наибольшие высоты волн отмечены в районах с протяженными мелководными шельфами, прежде всего в районе Южных и Северных Курильских островов, у юго-восточного берега Камчатки. Для волн,

приходящих из открытого океана, шельфовый резонанс обычно играет определяющую роль. Не был исключением и случай с Чилийским цунами 27.02.2010 г., чему способствовало излучение в направлении берегов России сравнительно низкочастотных волн.

3.2 Выявление и анализ и эффектов волновой дисперсии

Волновая дисперсия — это важное физическое явление, которое нужно учитывать при детальном исследовании цунами [Pelinovsky, 1996]. Многие авторы отмечали наличие дисперсионных эффектов при распространении крупных цунами по данным регистраторов уровня или спутниковой альтиметрии [Saito et al., 2010; Hanson and Bowman, 2005; Kulikov, 2006; Norillo et al., 2006]. В целом мелкомасштабные цунами должны испытывать более явную волновую дисперсию, эффект от которой состоит в разбегании компонент волнового пакета с разными частотами, что приводит к трансформации волнового поля в ходе его распространения даже в условиях относительно гладких участков подстилающего дна океана.

Асимптотически, в дальней зоне поведение цунами можно локально считать близким к поведению прогрессивной волны, слабо расходящейся с расстоянием. Такое предположение позволяет восстанавливать пространственное волновое поле в окрестности измеряющей глубоководной станции по одной лишь записи. Используя волновой профиль как начальное условие, мы можем восстановить, учитывая дисперсию, конфигурацию волнового пакета в любой момент времени вдоль трассы распространения. Такое приближение применимо для цунами, распространяющихся над слабо переменчивым дном вдали от береговой линии [Wang et al., 1988].

Известно, что дисперсионные эффекты накапливаются с расстоянием от источника в процессе распространения. Обычно это расстояние меньше для цунами [Levin and Nosov, 2009], порожденных «слабыми» землетрясениями с магнитудой в диапазоне $7 \leq M \leq 8$. В период с 2010 г. по 2013-й год произошло

несколько таких малых явно диспергирующих цунами, преимущественно в Северо-западной части Тихого океана.

Записи трех небольших цунами –Бонинское 21 декабря 2010 г., Хонсю цунами 7 декабря 2012 г. и Японское цунами 25 октября 2013 г. (рисунок 35) проявили отчетливую дисперсию.

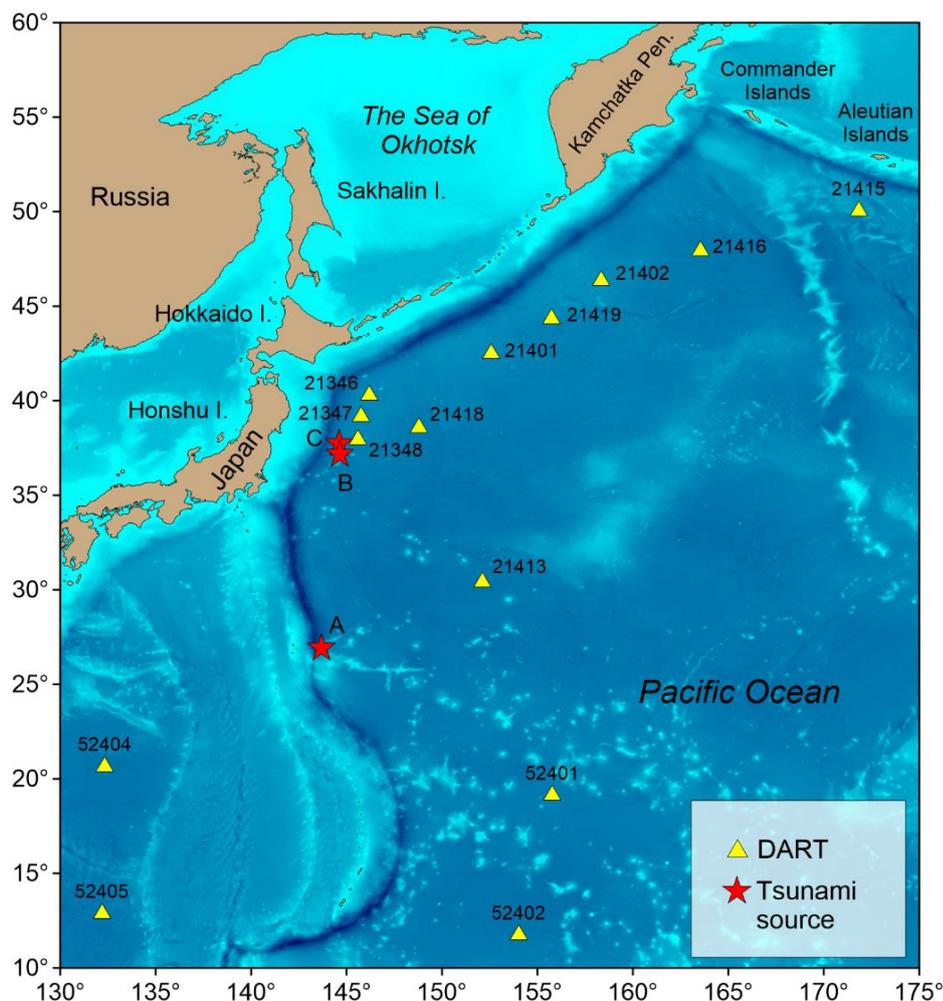


Рисунок 35 – Местоположение северо-западной подсети станций DART и источников цунами. А – Бонинское цунами 21 декабря 2010 г.; В – Хонсю цунами 7 декабря 2012 г.; С– Хонсю цунами 25 октября 2013.

Первое рассматриваемое цунами произошло 21 декабря 2010 года в районе Бонинских островов и получило соответствующее название. Бонинское цунами было вызвано подводным землетрясением с моментной магнитудой 7.3, согласно USGS, произошедшим в 08:18 UTC в районе границы Тихоокеанской и Филиппинской плит (рисунок 36).

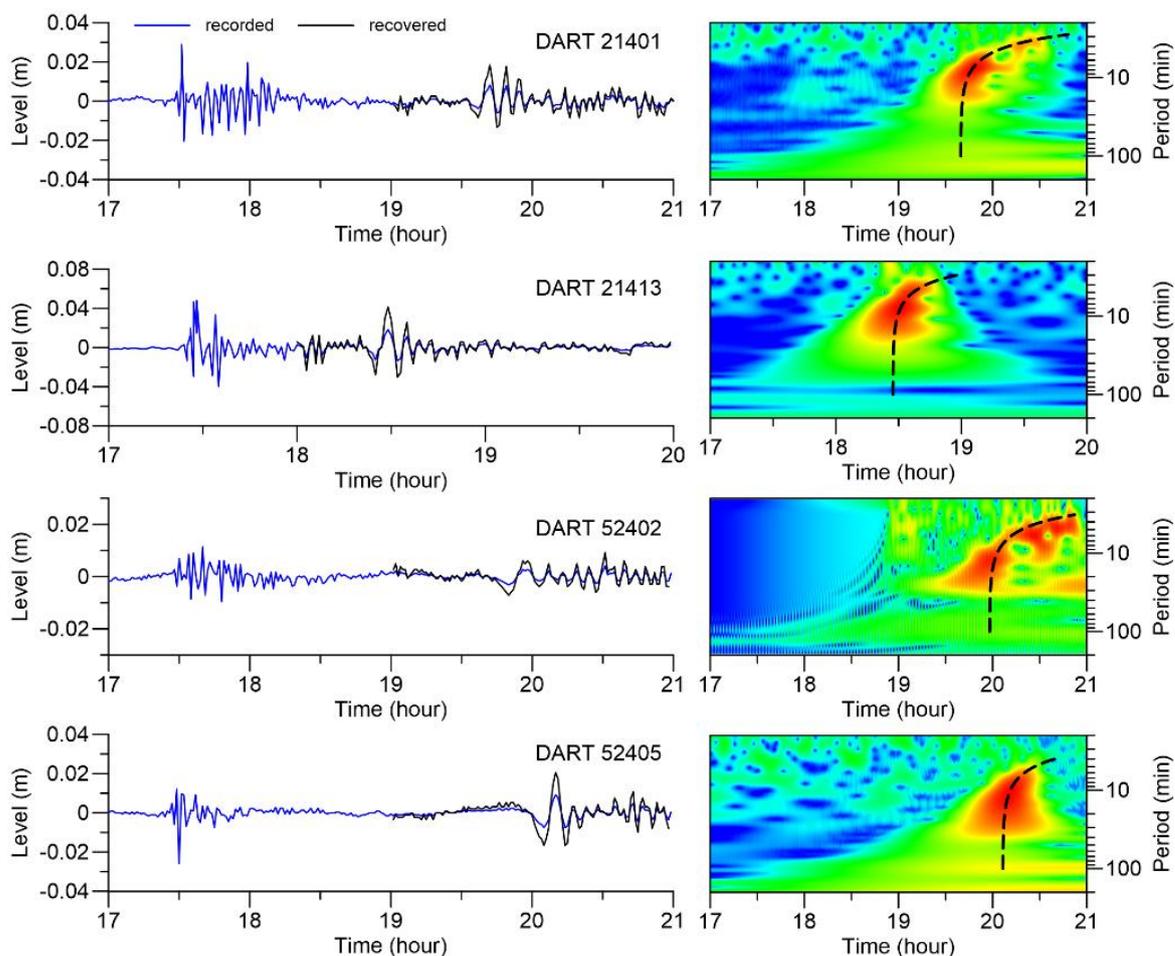


Рисунок 36 – Записи Бонинского цунами 21 декабря 2010 года с вычтенным приливом и восстановленными амплитудами (черные линии). SWAN-диаграммы восстановленных сигналов с нанесенными кривыми теоретической дисперсии $\omega(t_g)$ (черная штриховая линия).

Это цунами было зарегистрировано несколькими датчиками Северо-западной подсети NOAA DART. Из всего массива данных были выбраны и представлены на рисунке 36 наиболее интересные записи этого цунами. Это записи на станциях 21401 (север), 21412 (северо-восток), 52402 и 52405 (юго-восток). Волнограммы цунами предваряются на записях высокочастотным шумом, являющимся проявлением сейсмических поверхностными волнами Рэля, проявляющимися в виде флуктуаций давления на дне. Сами же сигналы цунами представляли собой относительно низкочастотные затухающие волны

числом колебаний от 3-х до 5-ти, переходящие в низкочастотный нестационарный шум. Все волновые пакеты зарегистрированы с отрицательным начальным вступлением.

Из-за сейсмических волн, вызвавших низкочастотный шум, на запись Бонинского цунами наслоились заметные искажения, но в общем, такое смешивание сигналов не скрывает дисперсионную структуру самого цунами, пока его амплитуда достаточно велика по сравнению с шумом.

Нетипичное поведение сигнала наблюдалось лишь на станции 52402. Во-первых, максимальная амплитуда там была в 2 раза меньше чем на соседней станции 52405, хотя обе станции расположены примерно на одном расстоянии от источника Бонинского цунами. Вероятно, такое различие обусловлено сильным рефракционным рассеянием над сложным дном Марианских островов и утечкой энергии по глубоководью над Филиппинским желобом.

Другое слабое цунами произошло 7 декабря 2012 г. недалеко от Японии, в районе порта Камаиси, префектура Иватэ. Цунами возникло из-за подводного землетрясения магнитудой 7.3 в 8:18 по Гринвичу (см рисунок 35, звезда В). Вероятно, это событие является отголоском катастрофического Тохоку землетрясения 11 марта 2011 года, записи DART показаны на рисунке 37.

Спектрально-временной анализ записанных сигналов показал почти совершенное сходство наблюдаемой дисперсии и теоретической. Структура сигналов этого цунами типична для волн, порожденных начальным резким импульсом смещения, трансформирующихся в знакопеременный волновой пуг. Такой эффект и наблюдался здесь: записи на более удаленных станциях содержали больше колебаний, чем более близкие станции.

Последнее в этой серии малое цунами возникло близко к очагу предыдущего события. Землетрясение с магнитудой 7.1 случилось 25 октября 2013 года в 17 часов 10 мин. по Гринвичу. Прекрасный дисперсионный эффект был виден уже на ближайшей глубоководной станции 21413, менее явный, но

также отчетливый дисперсионный эффект наблюдался на новой станции 21346 и 21418 (рисунок 38).

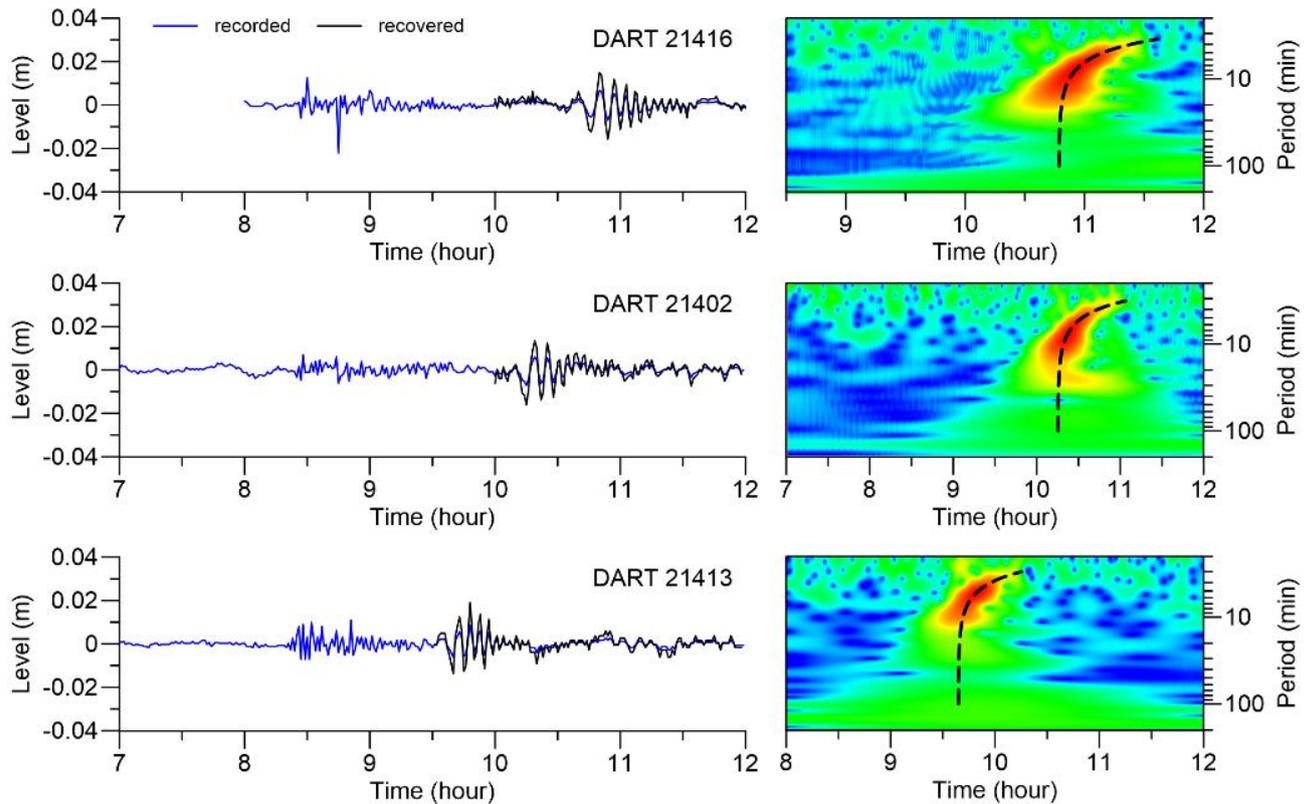


Рисунок 37 – Записи Хонсю цунами 7 декабря 2012 года с вычтенным приливом (синие линии) и восстановленными амплитудами (черные линии). СВАН-диаграммы восстановленных сигналов с нанесенными кривыми теоретической дисперсии $\omega(t_g)$ (черная штриховая линия).

Полученные записи подвергались спектрально-временному анализу [Dziewonski et al., 1969; Emery and Thompson, 2001; Kulikov and Gonzales, 1996] позволившему выявить временную структуру сигнала. Результаты представлены на графиках 36-38. Рассматриваемые малые цунами достаточно высокочастотны, поэтому необходимо учитывать затухание амплитуды с глубиной [Aucan and Ardhuin, 2013]. Каждая компонента цунами с волновым числом k должна быть скорректирована поправкой

$$R = \frac{\rho g}{\cosh kH}, \quad (13)$$

где k отвечает угловой частоте в формуле (6).

Одной из целей анализа дисперсии малых цунами было сопоставление распределения максимумов на СВАН-диаграмме с дисперсионно-временной кривой $\omega(t_g)$. В интервале периодов от 1 мин до 30 мин, типичном для цунами, вся энергия колебаний уровня была сосредоточена в окрестности этой теоретической кривой. Это согласие наблюдения и теории позволило рассматривать данные цунами как прогрессивные волны.

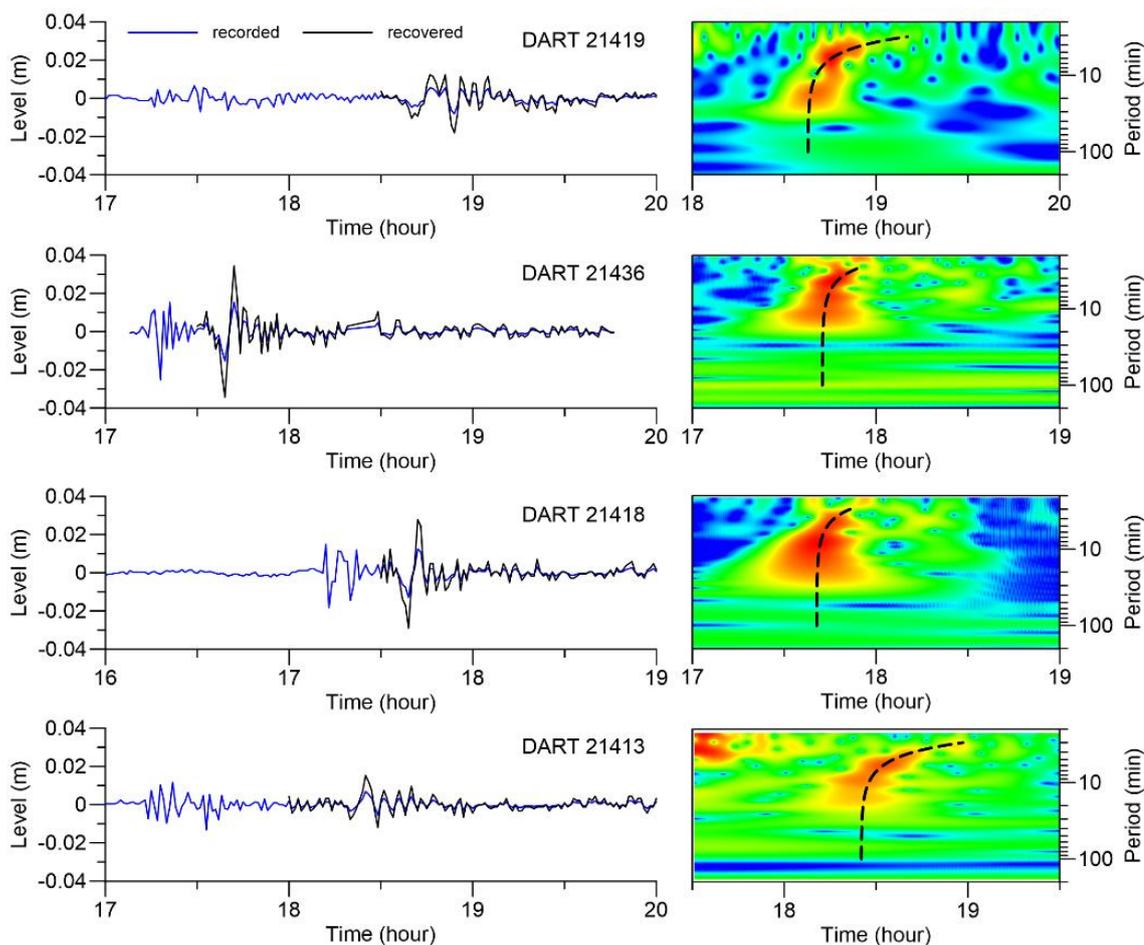


Рисунок 38 – Записи Хонсю цунами 25 декабря 2013 года с вычтенным приливом и восстановленными амплитудами (черные линии). СВАН-диаграммы восстановленных сигналов с нанесенными кривыми теоретической дисперсии $\omega(t_g)$ (черная штриховая линия).

К сожалению, по данным USGS удалось рассчитать параметры очага лишь для Бонинского цунами. Данные представляли собой прямоугольную

сетку 22x13 величин распределения сейсмического сдвига, под углом к широте. Эта сетка пересчитывалась в прямоугольную же сетку остаточных смещений 43x23, но уже параллельно широте. Карта изолиний возвышения уровня в источнике представлена на рисунке 39.

Далее проводилось численное моделирование распространения Бонинского цунами с использованием построенной модели источника в качестве начальных условий. Результаты численного моделирования представлены на рисунке 40.

Как видно из рисунка 40, при моделировании удалось воспроизвести времена добегания и форму начальных колебаний. Различия в хвостовой части записей обусловлены, скорее накоплением дисперсионных эффектов, которые не могут быть учтены при расчете по численной схеме (10).

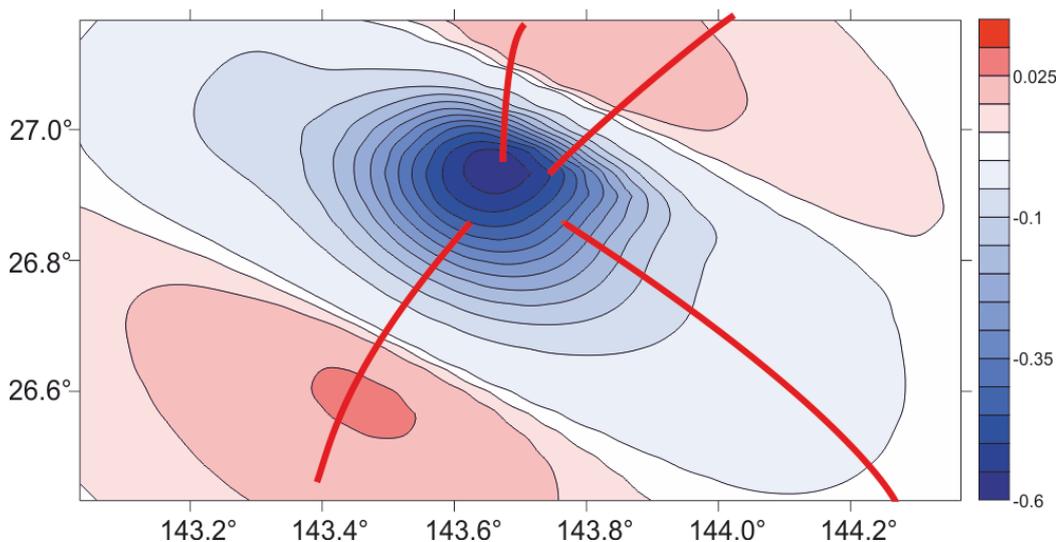


Рисунок 39 – Модель сейсмического источника Бонинского цунами 2010 г., построенная по формулам Окады. Показаны изолинии вертикального смещения (в метрах) уровня в очаге. Красными линиями показаны лучи распространения цунами, в направлении станций DART.

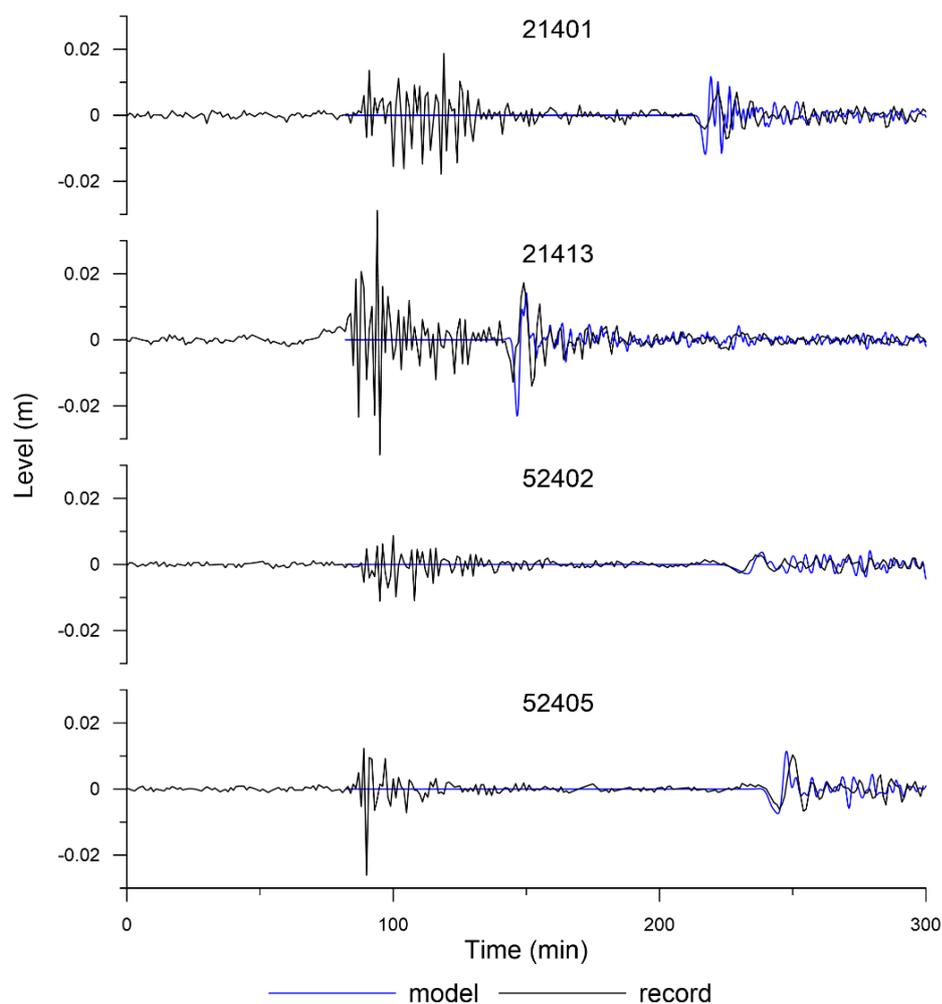


Рисунок 40 – Сравнение расчетных мареграмм и записей DART Бонинского цунами 21 декабря 2010 г. Цвета неразличимы, непонятно, что есть что

Как отмечалось в начале главы, профиль волны и вертикальные скорости в окрестности измеряющей станции могут быть приняты в качестве начальных условий в момент времени t_0 , далее можно рассматривать процесс распространения волны вспять и восстановить в осесимметричном приближении форму источника в начальный момент.

Записи Бонинского цунами на станциях 21401, 21413 и 52405 дали превосходные профили волны, состоящие из нескольких диспергирующих колебаний. Максимальная амплитуда записи достигла 2 см на ближайшей станции 21413 и около 1 см на станциях 21401 и 52405. Хвосты сигналов цунами, как правило, быстро затухали. Тем не менее, запись на станции 52402

не была достаточно хорошей. Топография дна океана в районе распространения цунами от источника до станции 52402 весьма неоднородна, и использование теоретической модели океана с постоянной глубиной не вполне корректно. Для остальных записей обратные волновые формы показали хорошее совпадение с моделью сейсмического источника (рисунок 41).

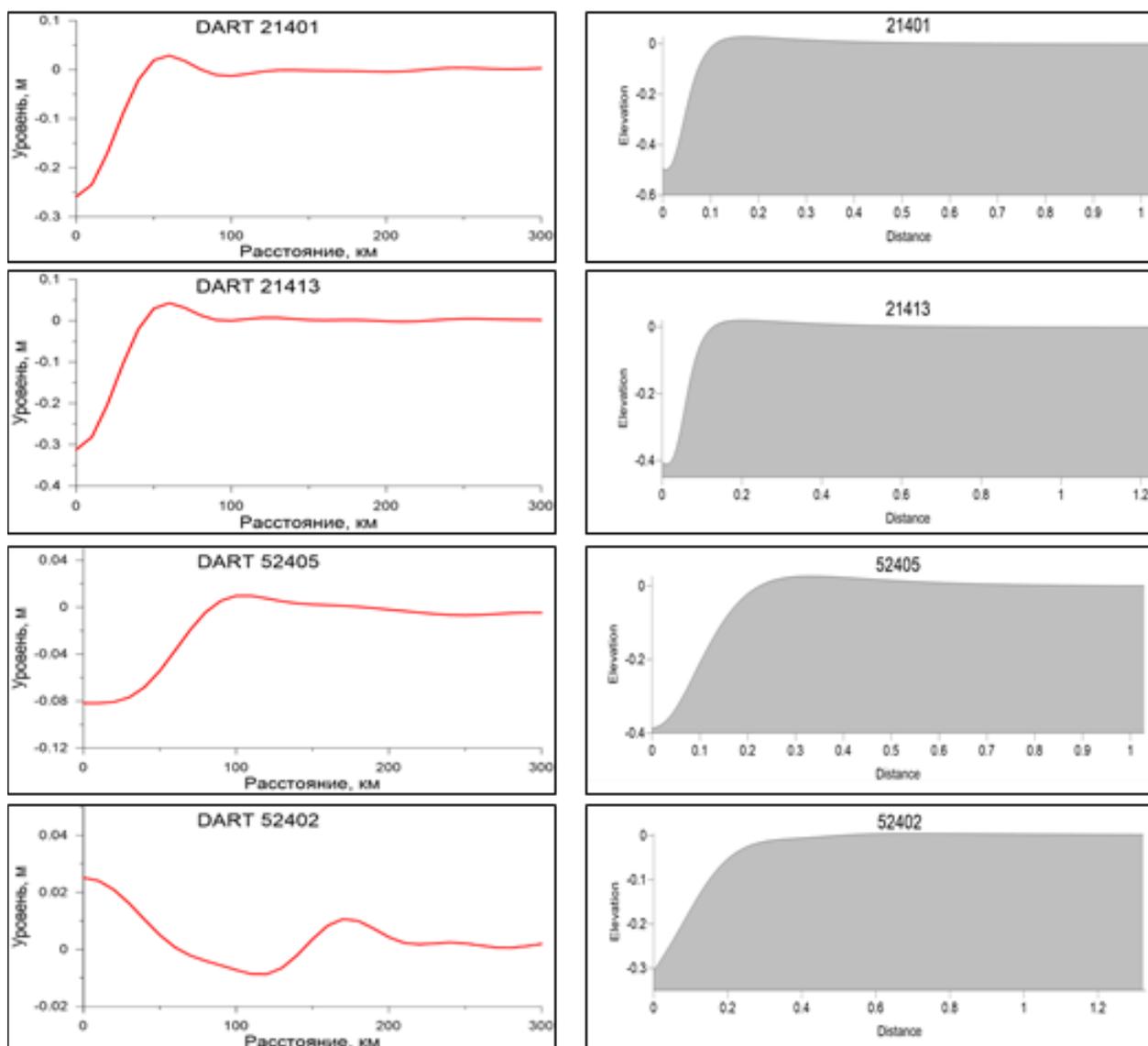


Рисунок 41 – Сопоставление восстановленных профилей по записям DART и профилей, снятых вдоль лучевых срезов сейсмического источника Бонинского цунами.

Результаты инверсии записей цунами 07 декабря 2012 и 25 октября 2013 представлены на рис 42-43.

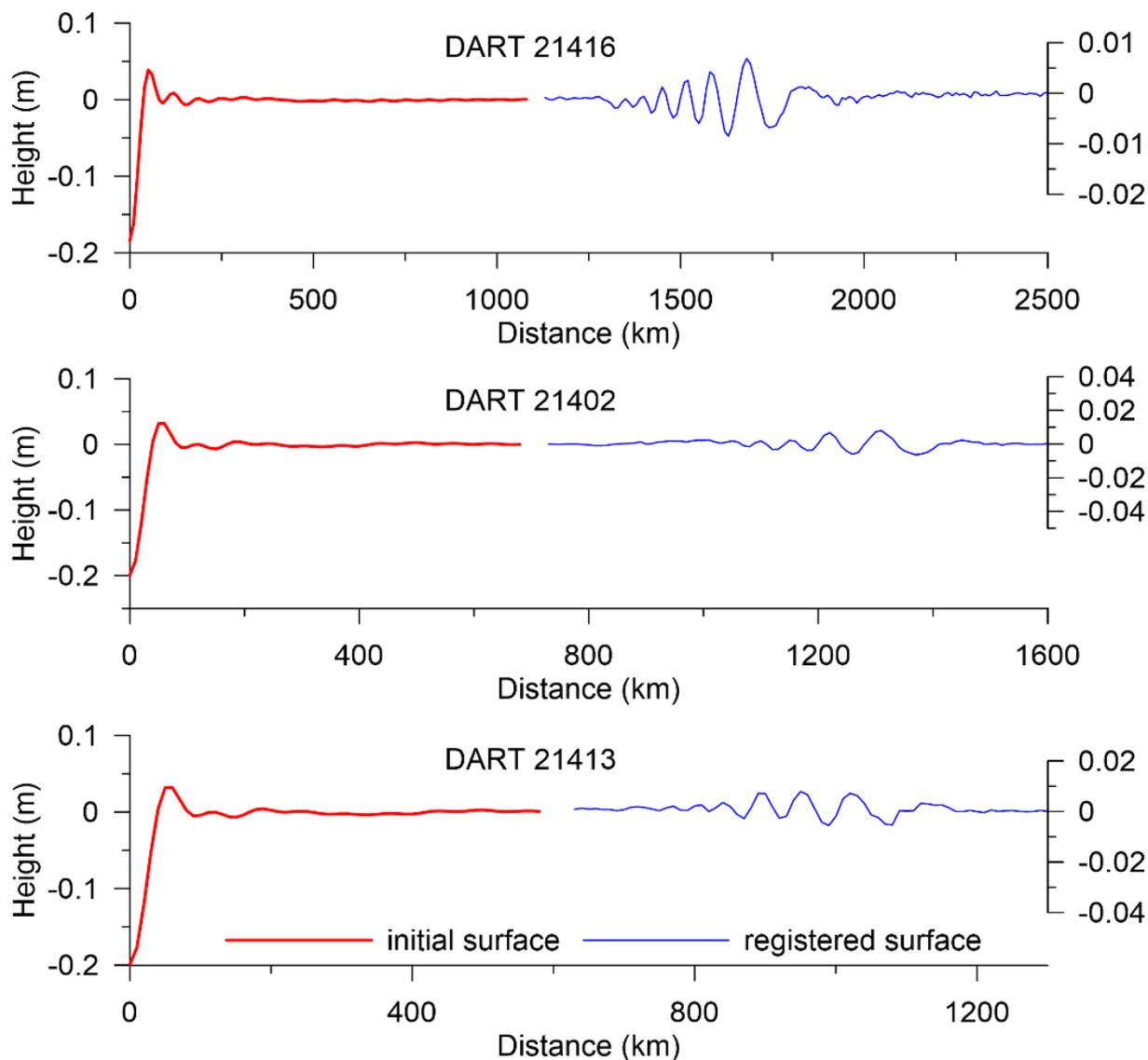


Рисунок 42 – Результаты инверсии записей для цунами 7 декабря 2012 г. Синяя линия – форма волны в окрестности станции DART, красная – форма начальной денивеляции в источнике.

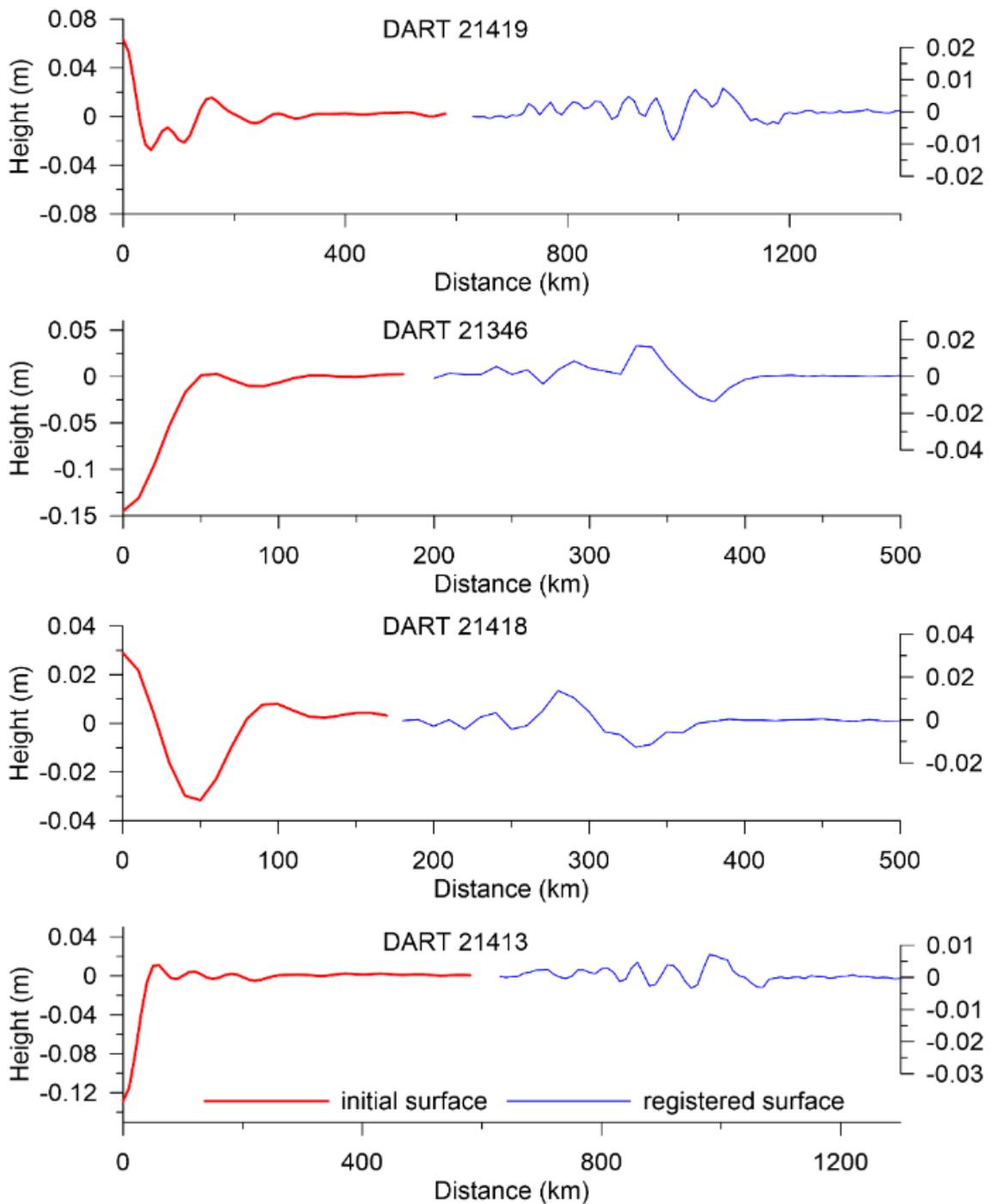


Рисунок 43 – Результаты инверсии записей цунами 25 декабря 2013 г. (справа). Синяя линия – форма волны в окрестности станции DART, красная – форма начальной денивеляции в источнике.

Волновой цуг длиной около 300 км с амплитудой около 1 см, зарегистрированный на станции 21401, был преобразован методом инверсии в компактный отрицательной профиль уровня моря около 170 км шириной, с

амплитудой около 25 см в зоне источника. Волна цунами на станции 21413, расположенной ближе к источнику, имела амплитуду около 2 см. При инверсии этот сигнал трансформировался в источник, имеющий ту же самую структуру, что и сигнал, полученный от записи 21401. Волна, проходившая через Филиппинский желоб, была зарегистрирована очень четко, но, вероятно, в связи с утечкой энергии и рассеянием волн, оцененная амплитуда формы источника была недооценена примерно на 8 сантиметров. Однако его структура и горизонтальный масштаб были теми же самыми.

ГЛАВА 4. АНАЛИЗ ПРОЯВЛЕНИЙ ЦУНАМИ НА ШЕЛЬФЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ

4.1 Трансформация волнового пакета на внешней границе шельфа на примере Тохоку цунами 11 марта 2011 г.

На рисунке 44 представлены результаты расчета волнового поля при Тохоку цунами в районе Южных Курильских островов на момент подхода к ним первой волны и спустя два часа. На первом рисунке видно, как волновой фронт подходит к Малой Курильской гряде и океанскому побережью о. Итуруп. На втором видна сложная система интенсивных колебаний на шельфе в виде ячеек разных знаков, что указывает на важную роль эффектов локальной топографии на усиление цунами.

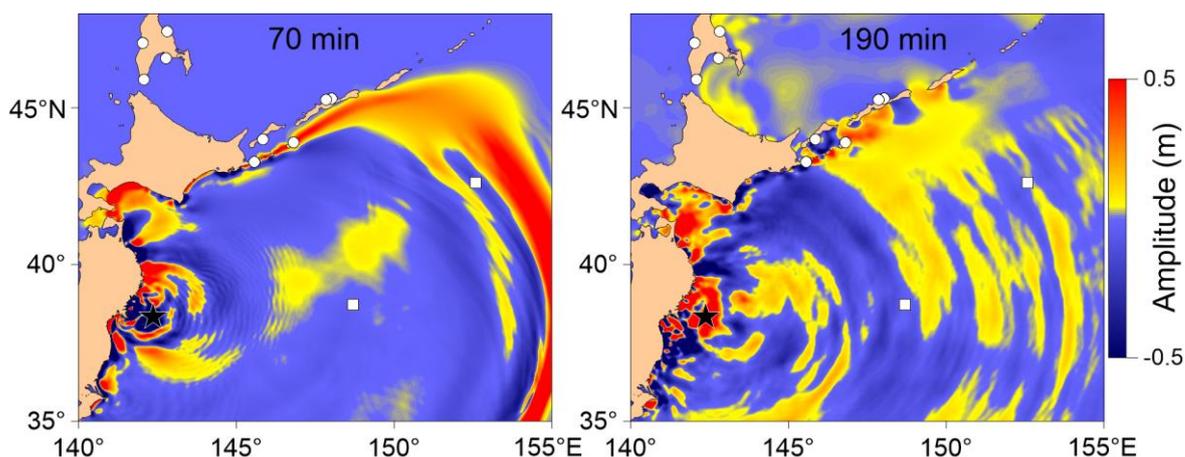


Рисунок 44 – Рассчитанное по модели волновое поле в районе Южных Курильских островов для 70 и 190 минут после момента землетрясения.

Одной из самых интересных особенностей этого цунами была весьма сильная трансформация волнового поля при распространении из глубоководной части на шельф. Эффект трансформации отчетливо проявился на прибрежных записях по сравнению с глубоководными записями в районе Курильских островов, где колебания представляли собой почти одиночный импульс амплитудой около 1 м, в то время как пришедшая на шельф волна цунами проявилась в виде длинных волновых пакетов, причем максимальные

амплитуды достигались не при вступлении, а через несколько часов, и в некоторых пунктах – после отмены тревоги.

На станциях ИМГиГ ДВО РАН и СПЦ на о. Сахалин и Курильских островах (рисунок 45) в ходе регистрации колебаний уровня марте 2011 года были получены высокоточные и детальные записи Тохоку цунами с минутной дискретностью и длительностью сутки и более, причем даже к концу вторых суток наблюдались интенсивные колебания уровня, вызванные цунами (рисунок 46-47).

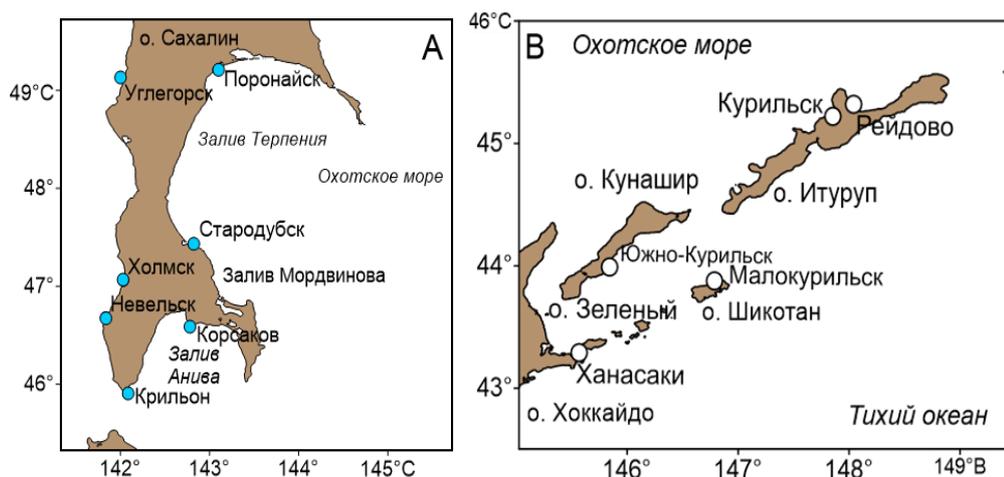


Рисунок 45 – Прибрежные пункты регистрации на о. Сахалин и южных Курилах.

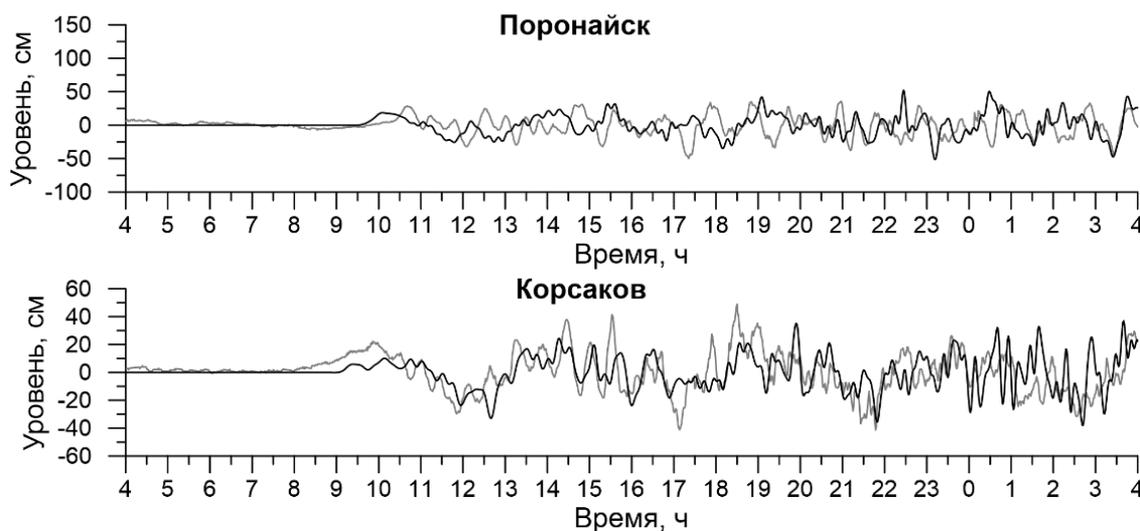


Рисунок 46 – Примеры записей Тохоку цунами в зал. Терпения и зал. Анива. Серая линия – график записи, черная – модельная волнограмма.

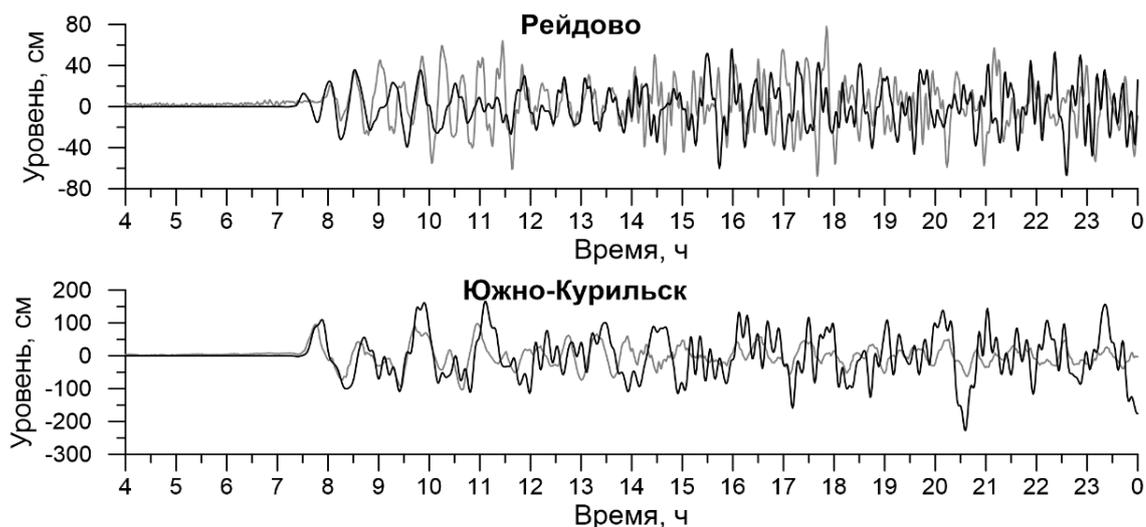


Рисунок 47 – Примеры записей Тохоку цунами на южных Курилах. Серая линия – график записи, черная – модельная волнограмма.

Следует прежде всего отметить различный характер записей на Южных Курильских островах и на побережье о. Сахалин, где колебания по сравнению с южнокурильскими записями носят ярко выраженный низкочастотный характер. Резонансная природа этих низкочастотных колебаний была показана в работе [Шевченко, Лоскутов, 2013].

Структура колебаний в открытом океане, зарегистрированных близлежащими станциями NOAA DART, представлена на рисунке 48.

На различном удалении от источника Тохоку цунами в открытом океане проявились почти одинаковые колебания, состоящие из резкого положительного вступления амплитудой от 30 см до 2 м (различие амплитуд обусловлено геометрической расходимостью волны) и небольшого высокочастотного пакета слабых колебаний, более явно проявившихся на удаленных станциях DART в силу накопления дисперсионного расхождения [Kulikov, Gonzales, 1996].

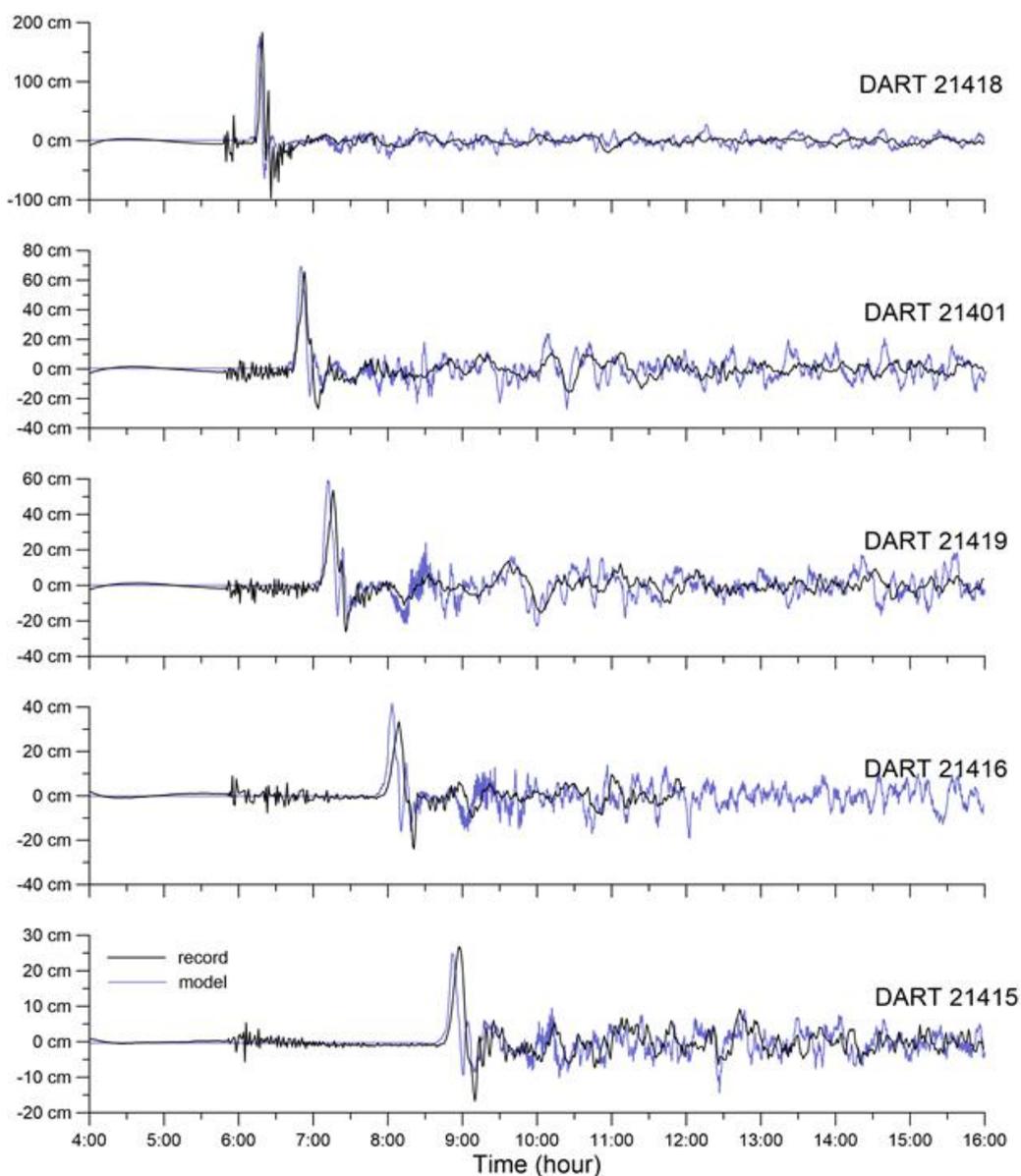


Рисунок 48 – Реальные и смоделированные глубоководные записи колебаний уровня при Тохоку цунами 2011 г.

Трансформация волнового пакета обусловлена прежде всего резонансом при отражении на шельфе и захватом волновой энергии [Шевченко, 1997]. Для выяснения физических условий и пространственного масштаба этой трансформации был проведен численный эксперимент [Imamura, 1996] с использованием детальной батиметрии Охотского моря и прилегающего к Курильским островам шельфа с шагом 0.5 угловой минуты.

Схема численного эксперимента показана на рисунке 49. Запись модельных волн проводилась на пяти поперечных профилях, вдоль каждого

из которых на глубинах с шагом 100 м устанавливались виртуальные регистраторы уровня. Мареографные ряды вдоль профилей устанавливались в местах с сильно различающейся топографией прилегающего с океанской стороны шельфа.

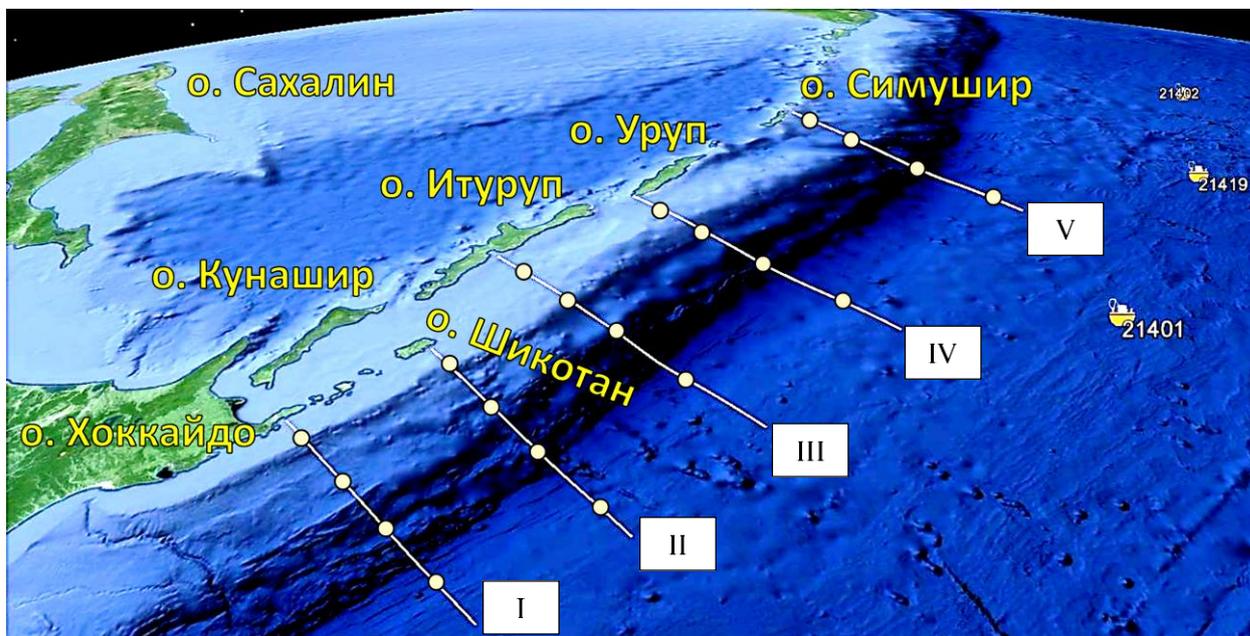


Рисунок 49 – Схема постановки модельных регистраторов вдоль поперечных глубинных профилей для различных участков Курильской гряды, отличающихся топографическими характеристиками прилегающего шельфа.

Моделирование распространения цунами производилось на временном отрезке 48 часов, достаточном для проникновения цунами глубоко в Охотское море и установления квазистационарного режима колебаний в шельфовой зоне. Волнограммы вдоль профилей показаны на рисунке 50-51. На этом рисунке представлены наиболее показательные наборы волнограмм, на одинаковом наборе глубин через каждые 100 м. Детальное рассмотрение топографической структуры шельфа в районе северо-западной оконечности о. Хоккайдо и в районе южных Курил (профили I-III) показывает, что шельфовая область хорошо выделяется, и ее четкая граница находится на глубинах 100-300 м. В то же время на средних Курилах (профиль V) отчетливо выраженного

шельфа нет. В первом случае в качестве модели шельфа можно принять шельф-ступеньку, а во втором – модель бесконечного откоса [Волны в пограничных областях океана, 1985]. Лишь в первом случае существует такое важное явление, как шельфовый резонанс, обусловленный многократным отражением проходящих волн от берега и шельфовой кромки. В этом смысле частотные свойства Курильского шельфа исследовались в работе [Файн, 1984].

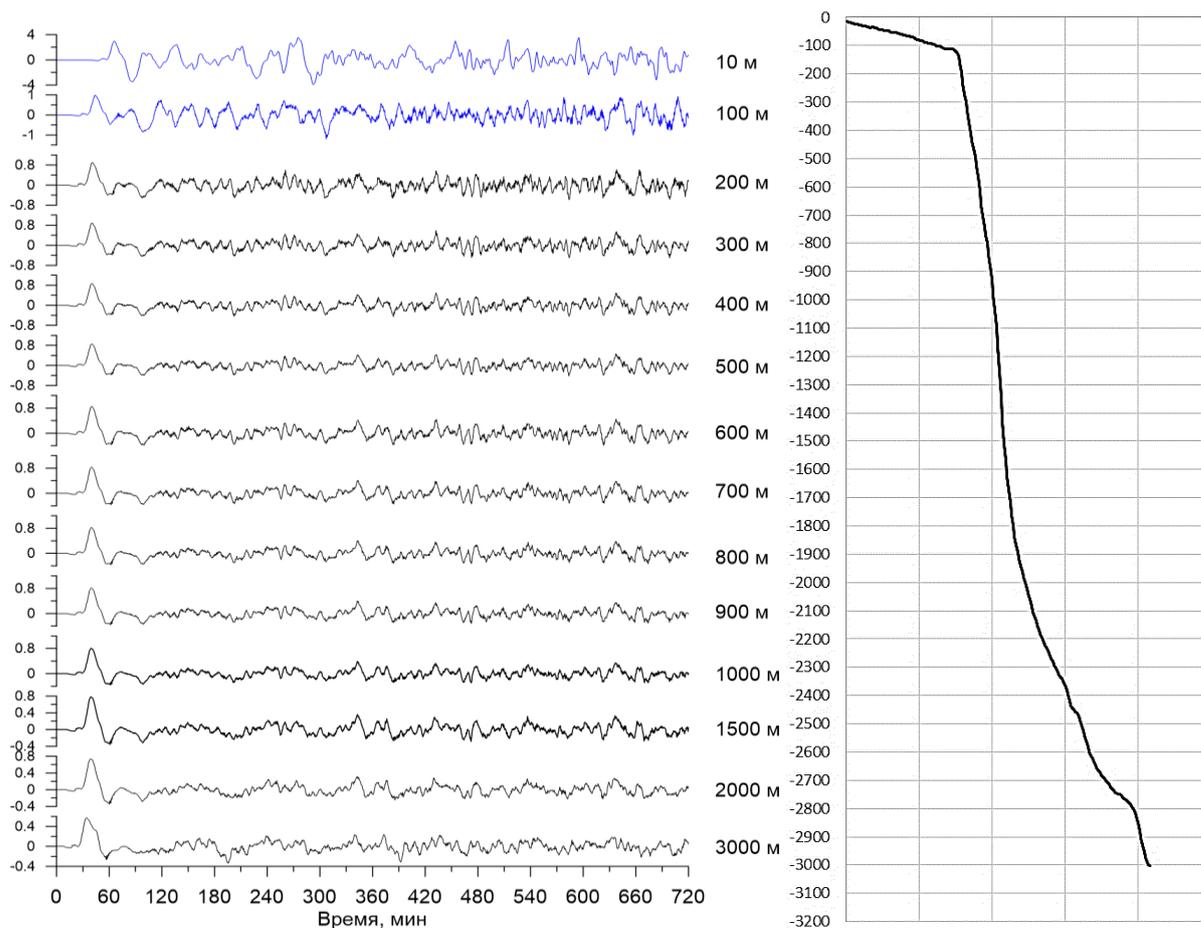


Рисунок 50 – Результаты моделирования по профилю I. Черные графики отвечают модельным волнограммам в открытом океане, синие – на шельфе.

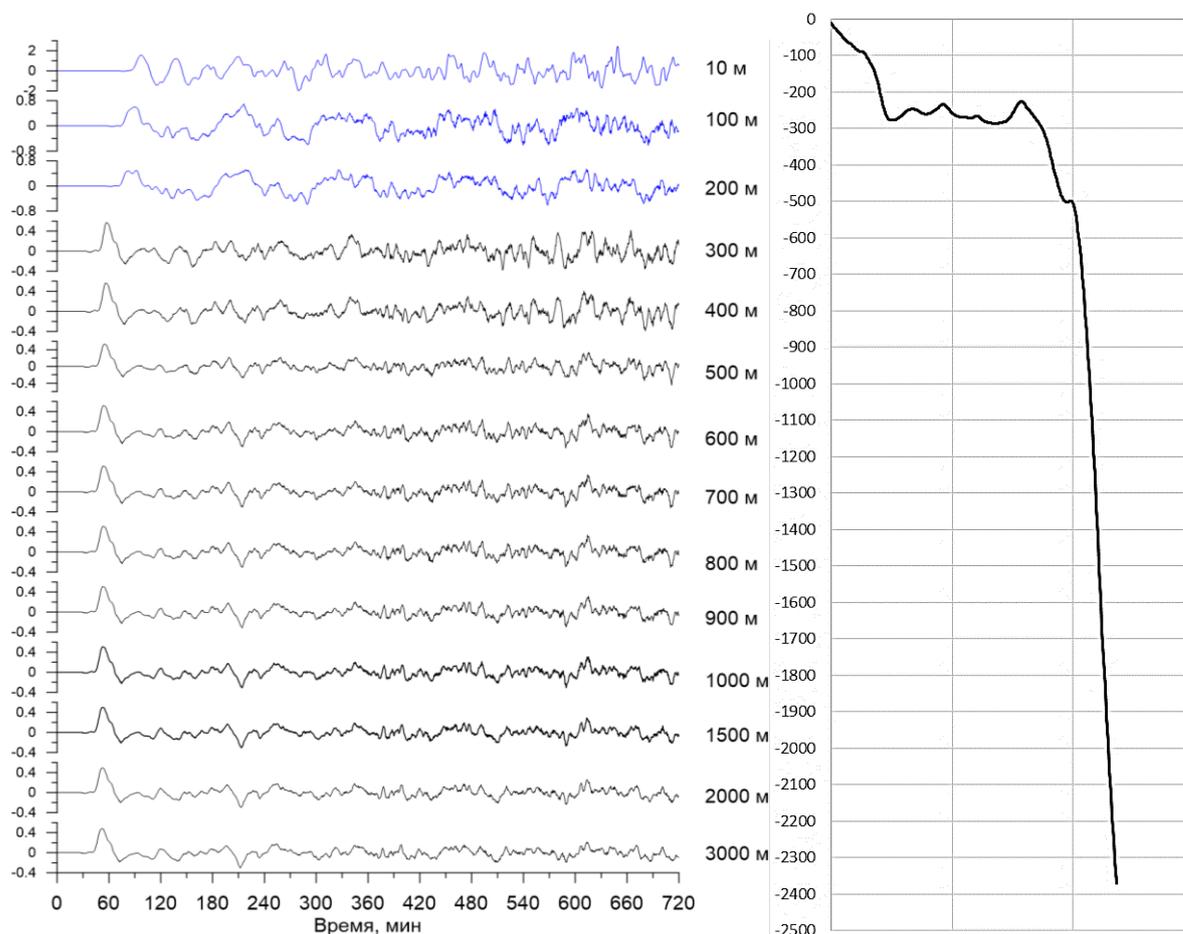


Рисунок 51 – Результаты моделирования по профилю III. Черные графики отвечают модельным волнограммам в открытом океане, синие – на шельфе.

Из результатов моделирования видно, что при наличии четко выраженного шельфа механизм трансформации имеет область воздействия хорошо очерченную зону шельфа, которая в случае южных Курильских островов имеет границу на глубинах от 100 до 300 м, в зависимости от участка. Частотный характер и собственно наличие эффекта трансформации компактной волны находятся в хорошем согласии с теоретической моделью шельфа-ступеньки [Рабинович, 1993].

Что же касается профиля V, то очевидного искажения формы сигнала цунами не происходит, а наблюдается лишь незначительное усиление амплитуды колебаний. Это дополнительно говорит в пользу определяющей роли шельфа, его топографических особенностей и явления шельфового

резонанса в формировании сложной картины и усиления колебаний при цунами в прибрежной зоне. Таким образом, существенное изменение формы сигнала и его усиления происходят при наличии достаточно протяженного шельфа до глубин 100-300 м, что для различных участков отвечает шельфовой кромке. При отсутствии выраженной шельфовой зоны, качественной перестройки волнового поля цунами не происходит, а наблюдается лишь усиление волны, пришедшей из открытого океана.

4.2 Усиление естественного резонансного шума в бухтах при цунами

Естественные акватории типа залива или бухты обычно представляют собой бассейны с относительно пологим дном и открытой жидкой границей, через которую происходит захват и излучение волновой энергии [Рабинович, 1992; Резонансные колебания в заливах и бухтах..., 2010]. Система такого типа представляет собой резонатор, который имеет вполне определенный набор собственных колебаний – стоячих волн фиксированного периода и устойчивой пространственной структуры: положения пучностей и узловых линий волновой поверхности. Пучности мод формируют опасные участки, так как являются областями резонансного усиления колебаний, вызванных цунами и штормами. Узловая линия отвечает минимальным (в теории нулевым) колебаниям уровня, но зато здесь наиболее интенсивны течения [Rabinovich, 2009; Platzman, 1972].

Среди мод особо выделяется нулевая мода, или мода Гельмгольца [Miles, Lee, 1975]. Она не имеет узловых линий на акватории залива, подъем и опускание уровня происходит во всех ее точках синфазно. Механизм ее генерации обусловлен переменным течением через открытую границу залива, вследствие чего ей соответствует наибольший период колебаний. Далее идут более высокочастотные моды 1-го, 2-го и т.д. порядков, с узловыми линиями внутри залива, их число равно порядку моды [Olsen, Hwang, 1971]. Эти моды обусловлены отражением стоячих волн от твердых границ залива (см рисунок

52). Аналитически, стоячую волну (сейшу) можно представить в виде произведения [Neumaier, 2011]:

$$\eta(x, y) = A(x, y) \cos\left(\frac{2\pi}{T}t + \varphi_0\right) \quad (14)$$

где $A(x, y)$ – двумерная амплитуда, причем узловая линия удовлетворяет уравнению $A(x, y)=0$; множитель $\cos(2\pi t/T + \varphi_0)$ – задает гармонические колебания уровня в бухте с периодом T и начальной фазой φ_0 . В каждой точке (x_i, y_j) акватории залива, таким образом, получается гармоническое колебание:

$$s_{ij} = A(x_i, y_j) \cos\left(\frac{2\pi}{T}t + \varphi_0\right). \quad (15)$$

Это гармоническое колебание дает острый пик в спектре мощности S_{ij} [Бендат и др., 1989]. На этом и строится принцип расчета пространственных структур мод при помощи численного моделирования. А именно, в ходе численного эксперимента возможен расчет функций S_{ij} в каждой ячейке (x_i, y_j) модельной батиметрии, а последующий расчет спектров в каждой такой точке дает аппроксимацию для $A(x, y)$.

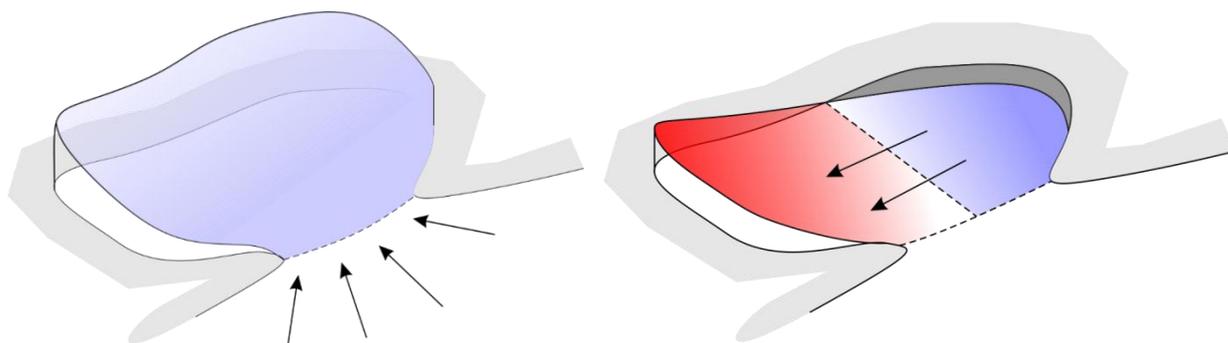


Рисунок 52 – Пространственная структура нулевой (Гельмгольца) моды (слева) и первой (продольной) моды для полузамкнутого залива (справа). Стрелками указано направление течения через узловую линию в случае нарастания положительного максимума волны.

Собственные колебания бухты Броутона о. Симушир. 22 июля 2007

г. в бухте Броутона, расположенной в северной части острова Симушир, был установлен автономный регистратор придонного гидростатического давления для измерения колебаний уровня моря. Целью данного натурального эксперимента было изучение волновых процессов в частотном диапазоне цунами. Ранее подобные работы проводились преимущественно на Южных Курильских островах, а также на шельфе Северных Курильских островов и полуострова Камчатка. В центральной части Курильской гряды они не проводились ни разу. Толчком к эксперименту послужили два сильных цунамигенных землетрясения, которые произошли вблизи о. Симушир 15 ноября 2006 и 13 января 2007 года.

Бухта Броутона представляет собой крупную (5 км на 6 км) кальдеру, с узким входом, почти плоским дном со средней глубиной порядка 240 м. Для сбора натуральных данных 22 июля 2007 года в районе бывшего причала поселка Кратерный был установлен регистратор колебаний уровня моря (рисунок 53). Регистрация непрерывно продолжалась вплоть до 17 октября.

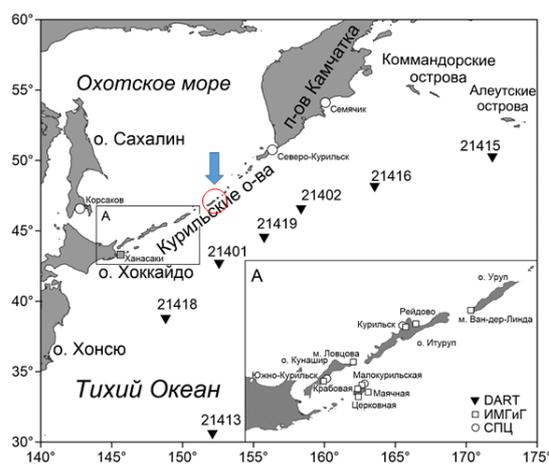


Рисунок 53 – Бухта Броутона, о. Симушир, стрелкой указано расположение датчика (слева).

Для анализа полученных записей цунами и шторма, из исходных значений уровня моря был вычтен предвычисленный прилив. Полученные остаточные (непериодические) вариации уровня обусловлены в целом воздействием на водную поверхность нерегулярного атмосферного давления и ветра, сейсмической активностью, волновыми и резонансными эффектами в бухте.

В большинстве Курильских бухт уровень естественного высокочастотного шума обычно достаточно высок, прежде всего, из-за влияния собственных, резонансных колебаний – сейш. Кроме того, для такого объекта, как бухта Броутона, отличающегося весьма узким входом, можно ожидать интенсивных проявлений нулевой моды собственных колебаний (моды Гельмгольца).

Однако полученная в бухте Броутона запись носит весьма спокойный характер с несколькими случаями резкого возрастания амплитуды колебаний на достаточно коротких временных интервалах. В целом бухту отличает поразительно низкий уровень фоновых длинноволновых колебаний.

Для выяснения резонансных свойств бухты оценивались спектры мощности по разным участкам продолжительного временного ряда. Полученные спектры рассматривались в сравнении со спектром записи и спектром записи в условиях отсутствия штормового волнения.

Наиболее значительное превышение уровня было отмечено 23-24 сентября 2007 г. Сопоставление времени данного подъема уровня с метеорологическими данными позволило заключить, что это был штормовой нагон, вызванный прохождением глубокого циклона над исследуемой областью. Характерное резкое изменение атмосферного давления вызвало значительный перепад уровня (рисунок 54а), который способствовал интенсификации высокочастотной компоненты колебаний бухты.

В спектре шторма имеются максимумы на периодах около 5 мин, 3 мин и 2.5 мин. Причем, как выяснилось при спектральном анализе различных

отрезков всей записи, эти частоты «шумят» почти на всем ее протяжении (рисунок 54б).

На рисунке 55 приведен случай небольшого цунами-подобного возмущения 21-22 августа 2007 г. Сопоставление с каталогом землетрясений и учет времени прихода волн от источника до пункта регистрации позволило выяснить, что эти колебания уровня были вызваны подземными толчками (координаты эпицентра: 43.75N, 146.01W; глубина: 54 км; $M_L=5.1$), произошедшими около Хоккайдо 21 августа 2007 г.

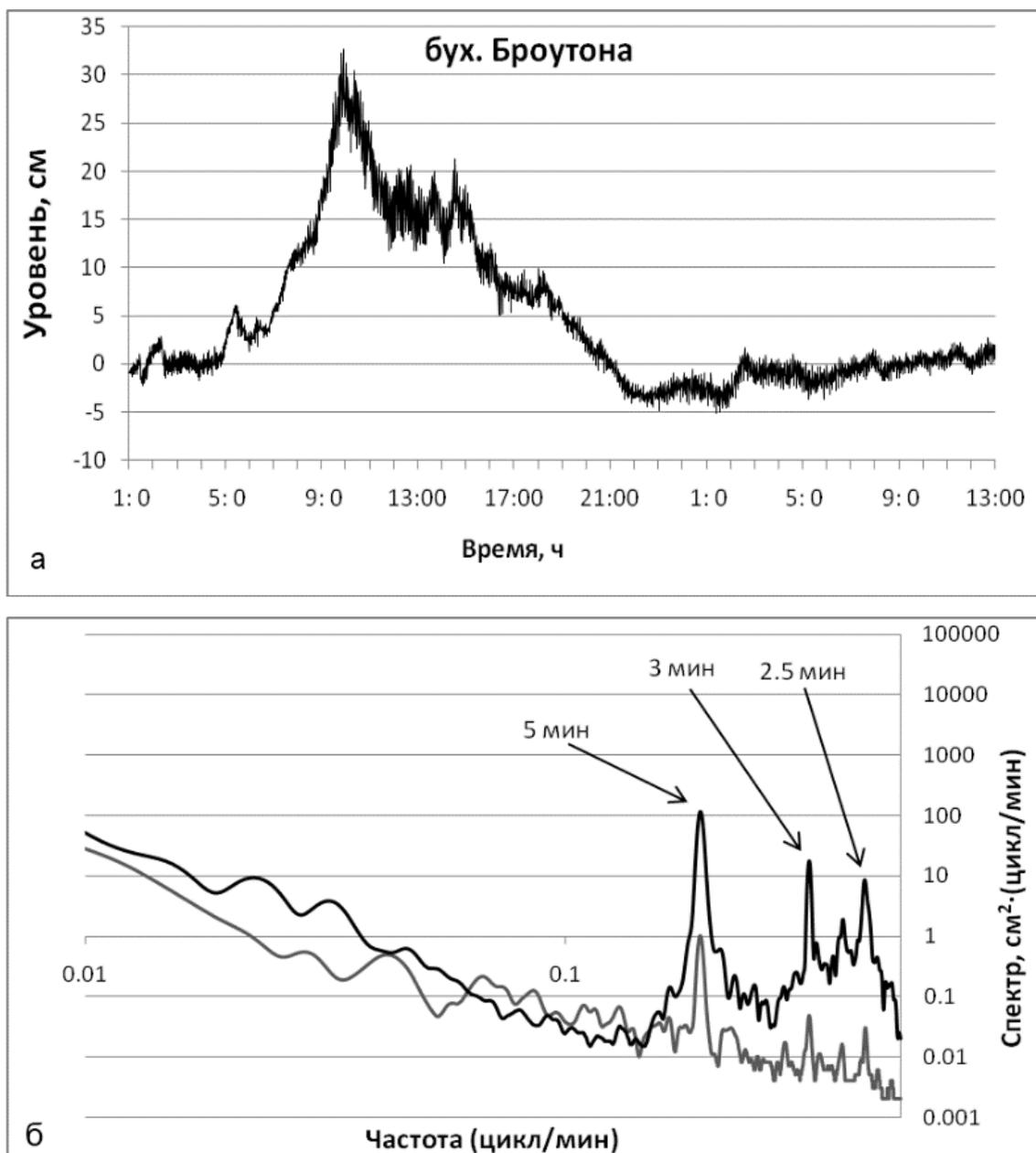


Рисунок 54 – Запись шторма 23-24 сентября 2007 г. (а) и ее спектр (б) (серая линия – спектр в условиях штиля, черная – в условиях шторма).

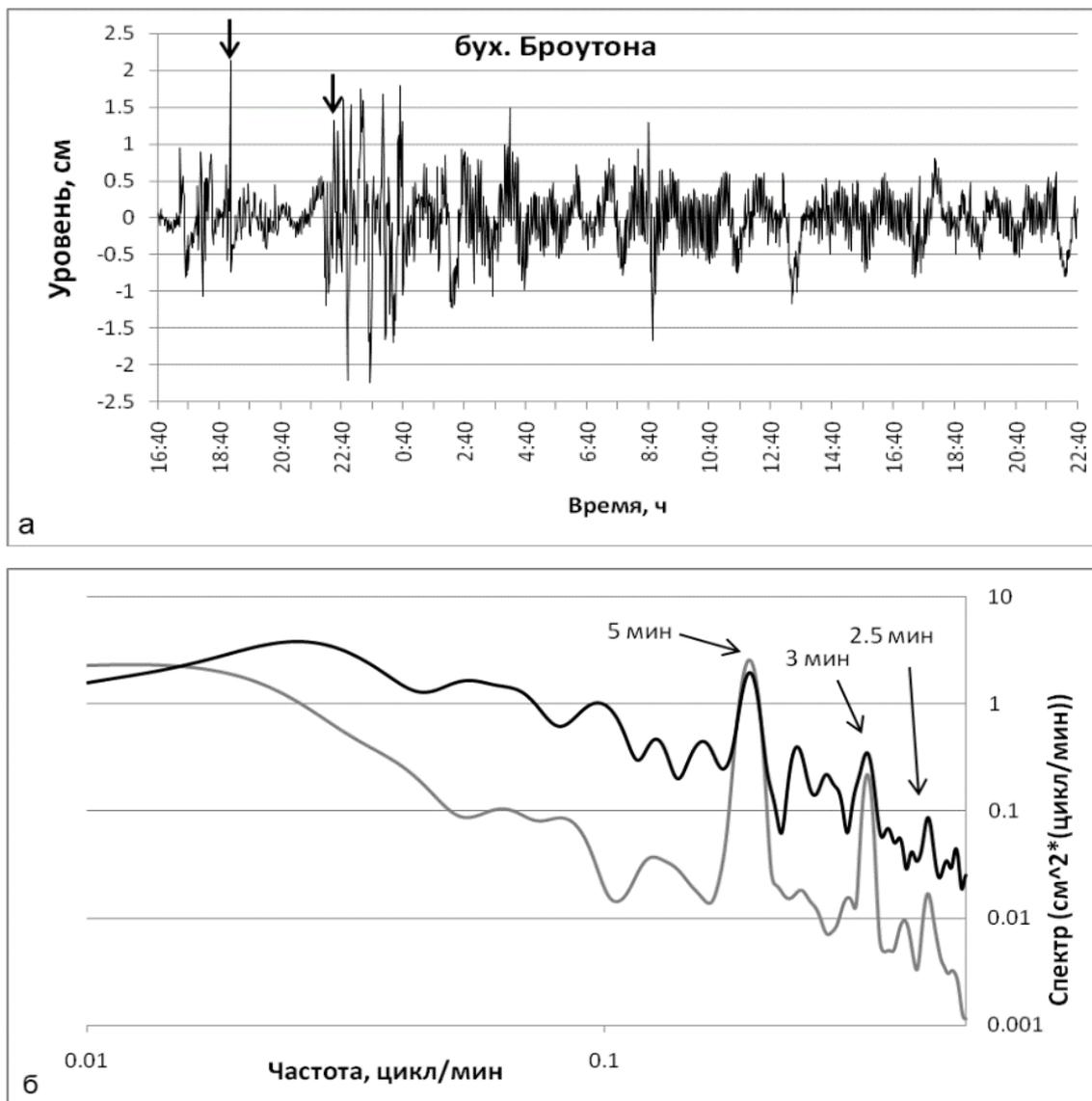


Рисунок 55 – Слабое цунами 21-22 августа 2007 г. (а) и спектр его записи (б). Стрелками обозначены соответственно сейсмическое вступление и вступление цунами (серая линия – спектр в условиях штиля, черная – в условиях цунами).

В период проведения измерений, утром 16 августа 2007 г., у берегов Перу произошло сильное землетрясение. По данным геологической службы США, за первым толчком с магнитудой 7.7 последовал второй с магнитудой 7.5. Эпицентр землетрясений находился в 161 километре от столицы страны на глубине более 18 километров. Землетрясение сопровождалось

разрушительным локальным цунами. На рисунке 56 приведен отрезок записи в бухте Броутона, содержащий слабое цунами, вызванное трансокеанской волной, пришедшей от Перуанского источника. Время вступления цунами хорошо согласуется со временем добегания волны от источника.

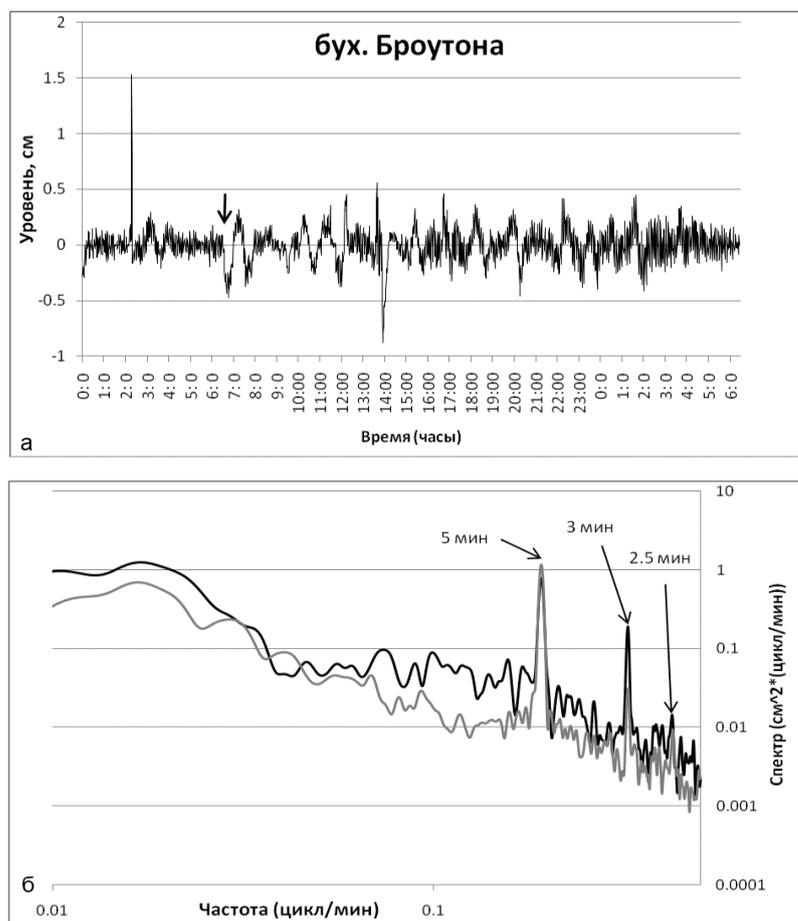


Рисунок 56 – Перуанское цунами 16 августа 2007 г. (спектр записи на рисунок 39-1). Стрелкой обозначено вступление цунами (серая линия – спектр в условиях штиля, черная – в условиях цунами).

Необычный по своей форме цунами-подобный сигнал был зафиксирован 26 августа. За внезапным усилением высокочастотной компоненты в бухте был измерен кратковременный низкочастотный импульс (рисунок 57). Возможно, подобное явление связано с экстремальными метеоусловиями, но сигнал совсем не похож на штормовой нагон. На спектре этого сигнала обнаружена качественная трансформация спектра, отличная от

рассмотренных выше: так, произошло раздвоение спектральных максимумов на периодах 3 и 2.5 мин, что говорит о модуляции соответствующих частот более низкими. И действительно, на спектре усиленного сигнала выделились два значительных низкочастотных пика 10 и 20 мин.

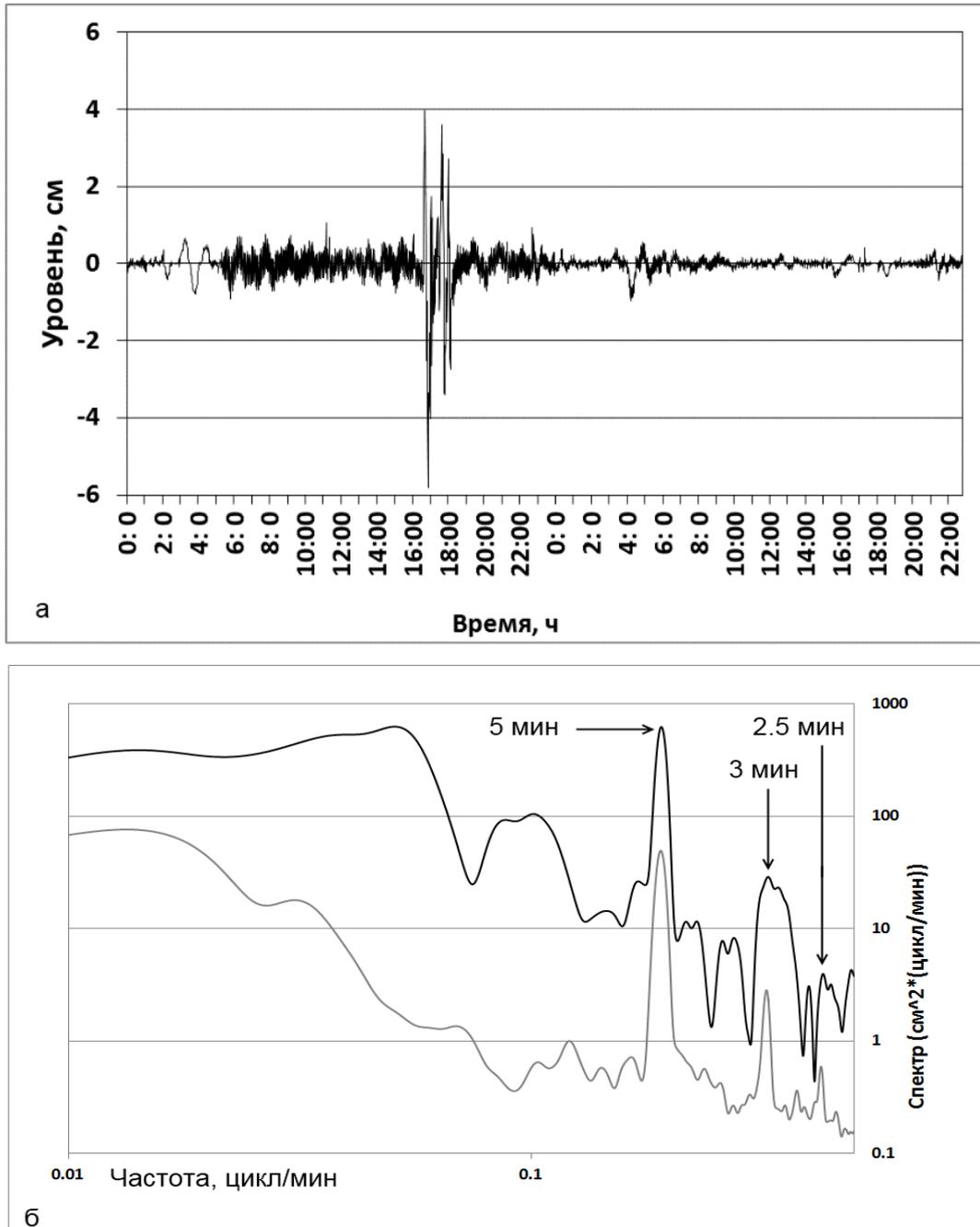


Рисунок 57 – Цунами-подобный сигнал усиления 26 августа (а) и его спектр (б) (черная линия – спектр сигнала, серая линия - спектр последующего штиля).

Спектральный анализ показал, что во всех случаях усиления колебаний в бухте проявляются три основных пика – 5 мин, 3 мин и 2.5 мин. Причем, хорошо выделяясь среди остальных спектральных компонент, они присутствуют и на спектре записи штиля, но усиливаются неравномерно в разных случаях. Так, при шторме усиление составило не менее порядка. Эти пики, вероятно, отвечают собственным колебаниям бухты – сейшам.

Ожидалось также проявление нулевой моды, или моды Гельмгольца, - самой низкочастотной и обычно наиболее энергоемкой сейши. Следуя классической формуле Майлса-Манка [Рабинович, 1993] для циклической частоты моды Гельмгольца

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{g\varepsilon}{l_k S}} \quad (16)$$

где ε - площадь поперечного сечения входа бухты, l_k - длина входа бухты, S – зеркала бухты, была произведена оценка периода T_0 нулевой моды:

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{l_k S}{g\varepsilon}} \quad (17)$$

На графиках спектральной плотности во время цунами усиление на периоде, близком к полученному выше значению (T_0 около 500 мин) не наблюдается. Вероятно, при рассмотренных условиях, основная мода не могла отчетливо проявиться, так как для такой бухты как бухта Броутона необходимо гораздо более интенсивное и продолжительное цунами, нежели произошедшие в период наблюдений.

Ниже приводится оценка добротности собственных частот, вычисленная по формуле

$$Q = \frac{f_0^{S_{max}}}{f_{1/2}^+ - f_{1/2}^-} \quad (18)$$

где f_0^{Smax} – частота, соответствующая максимуму резонансного пика, $f_{1/2}^{+/-}$ – частоты, на которых значение спектральной плотности в два раза меньше, чем в максимуме.

Таблица 1 – Оценка добротности собственных колебаний в Бухте Броутона

Q		Резонансные периоды, мин		
		5	3	2.5
Условия	Шторм	35.5531	60.13	43.0307
	Цунами 21-22 августа	17.2773	22	18.383
	Перуанское цунами	35.54	65.9	33.1154
	Сигнал 26 августа	19.5113	21.3177	20.7118

Из приведенной таблицы видно, что бухта Броутона отличается очень высокой добротностью, больше, чем, например, бухта Малокурильская на о. Шикотан с добротностью порядка 9-14 для резонансных пиков [Джумагалиев и др., 1994; Джумагалиев и др., 1994; Ковалев П. Д., Ковалев Д. П., 2013].

Пространственная структура собственных колебаний бухты, прежде всего самой низкочастотной моды, представляет значительный интерес, и для ее изучения было выполнено численное моделирование.

Идея исследования собственных колебаний в бухте заключалась в том, чтобы задать модельный источник в виде начального резкого, сравнительно короткопериодного импульса, который способен возбудить колебания в широком диапазоне частот. Затем, после исключения начального отрезка записи, связанного с влиянием модельного источника, был проведен спектральный анализ остаточного волнового процесса, который в наибольшей степени отражает резонансные колебания акватории, поскольку нерезонансные волновые составляющие затухают сравнительно быстро.

Далее для каждой конкретной частоты строилась карта изолиний осредненной спектральной плотности. Как и ожидалось, для пиков,

наблюдаемых в реальных записях, проявилась достаточно отчетливая структура мод с узловыми линиями и пучностями.

Полученные пространственные структуры для основных периодов показывают, что период около 5 минут отвечает одноузловой продольной сейше. Волна с периодом около 3-х минут, очевидно, двухузловая, продольная, - ей отвечает вторая мода, а колебания с периодом 2.5 мин отвечают третьей продольной моде бухты Броутона (рисунок 58). Как видно из построенных карт, все найденные моды имеют пучности в районе поселка Кратерный. Это говорит о том, что существовавшие причальные сооружения и сам поселок находились в зоне, наиболее опасной с точки зрения возможного воздействия усиленных цунами сейш. Однако именно по этой причине натурный эксперимент позволил уверенно зарегистрировать колебания данных периодов.

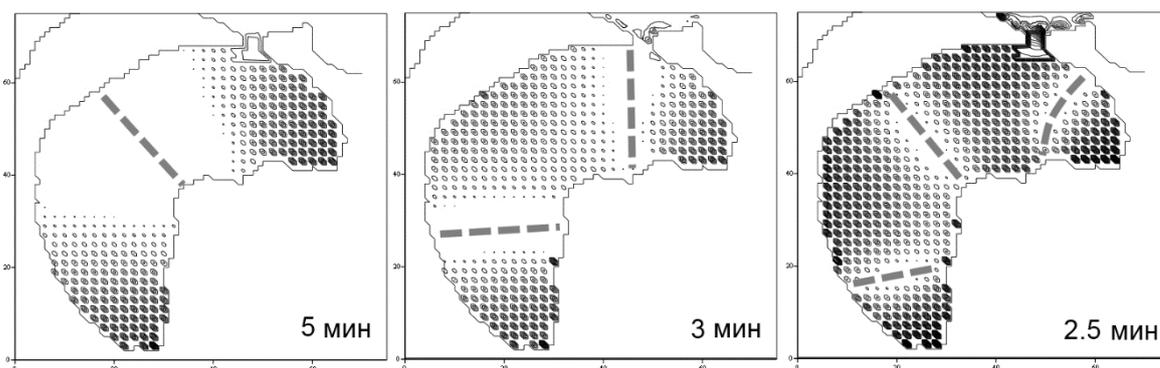


Рисунок 58 – Пространственная структура сейш в бухте Броутона. Более плотные точки соответствуют большей амплитуде.

Уровень шума в бухте Броутона на длинных периодах достаточно низок и позволяет обнаруживать отклик на слабые возмущения океана, как было показано на примере двух слабых цунами в августе и сентябрьского шторма.

На записи были обнаружены и подтверждены численной моделью собственные колебания бухты с периодами 5, 3 и 2.5 мин – соответственно первая, вторая и третья моды. Вопрос о нулевой моде остается открытым в

силу того, что такая сейша практически не проявилась ни на каком отрезке реальной записи. Последнее связано, видимо, с отсутствием энергетического насыщения в данном диапазоне периодов. Например, для возбуждения волн с периодом около 100 мин необходимы пространственные размеры очага цунамигенного землетрясения более 100 км. Это возможно только при очень сильных землетрясениях типа Чилийского (май 1960) с магнитудой более 9, которое действительно возбудило подобные низкочастотные колебания у берегов России и Японии.

Резонансные колебания бухт Южных Курильских островов. Остров Шикотан является уникальным объектом для изучения опасных морских явлений. Он расположен в исключительной близости к зоне повышенной сейсмической активности и является наиболее открытым для воздействия волн, приходящих из Тихого океана.

Ранее, в 1964 г., силами Института морской геологии и геофизики была создана гидрофизическая исследовательская база, в рамках деятельности которой была осуществлена первая регистрация цунами в открытом море [Дыхан и др., 1981]. Ныне, в свете достаточно сильных цунами (Симуширское – 15 января 2007 г, и Перуанское - 17 августа 2007 г.), были возобновлены работы по прибрежной регистрации колебаний уровня моря в бухтах о. Шикотан Крабовая и Церковная (рисунок 59). На рисунке 59 также показано расположение датчика уровня в бухте Малокурильская.

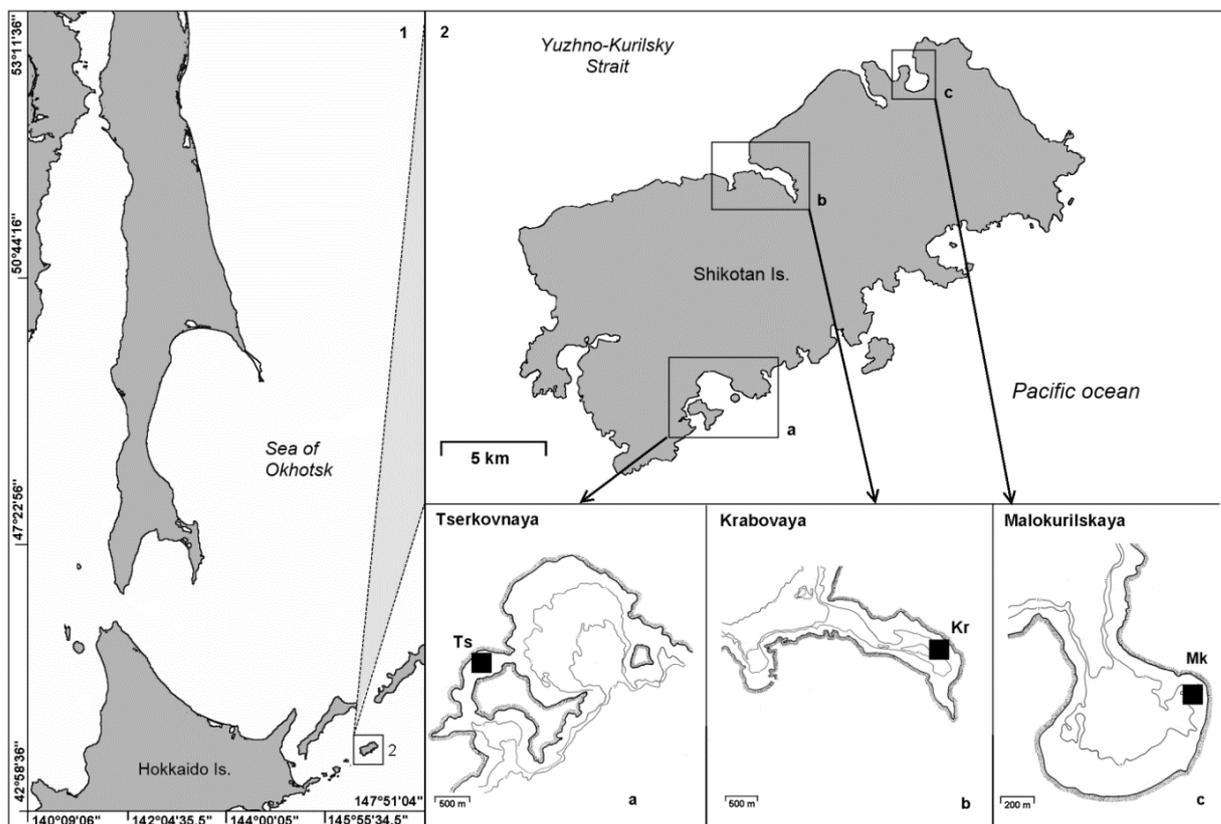


Рисунок 59 – Схема расположения бухт о. Шикотан. Места постановки автономных регистраторов (указаны черными квадратами) в б. Церковная (а), б. Крабовая (b) и б. Малокурильская (с).

В результате измерений, проведенных в этих бухтах, в период с 2006 по 2008 год были получены хорошие данные по вариациям уровня моря. Донные датчики устанавливались на длительный период, и непрерывно регистрировали в автономном режиме текущее значение гидростатического давления, которое можно пересчитать в отклонение поверхности воды над датчиком от положения равновесия. Ежесекундная запись подвергалась фильтрации с треугольным окном Бартлетта для подавления шума от ветрового волнения и получения данных с минутной дискретностью. Полученные данные были использованы при выяснении резонансных свойств бухт. Для записей, содержащих цунами, была вычислена оценка спектральной плотности сигнала цунами, фонового сигнала и расчетного сигнала.

Мощное Симуширское цунами, к сожалению, было зарегистрировано лишь в бухте Крабовая, потому что в этот период в бухте Церковная датчик не был установлен. Соответствующая запись приведена на рисунке 60а.

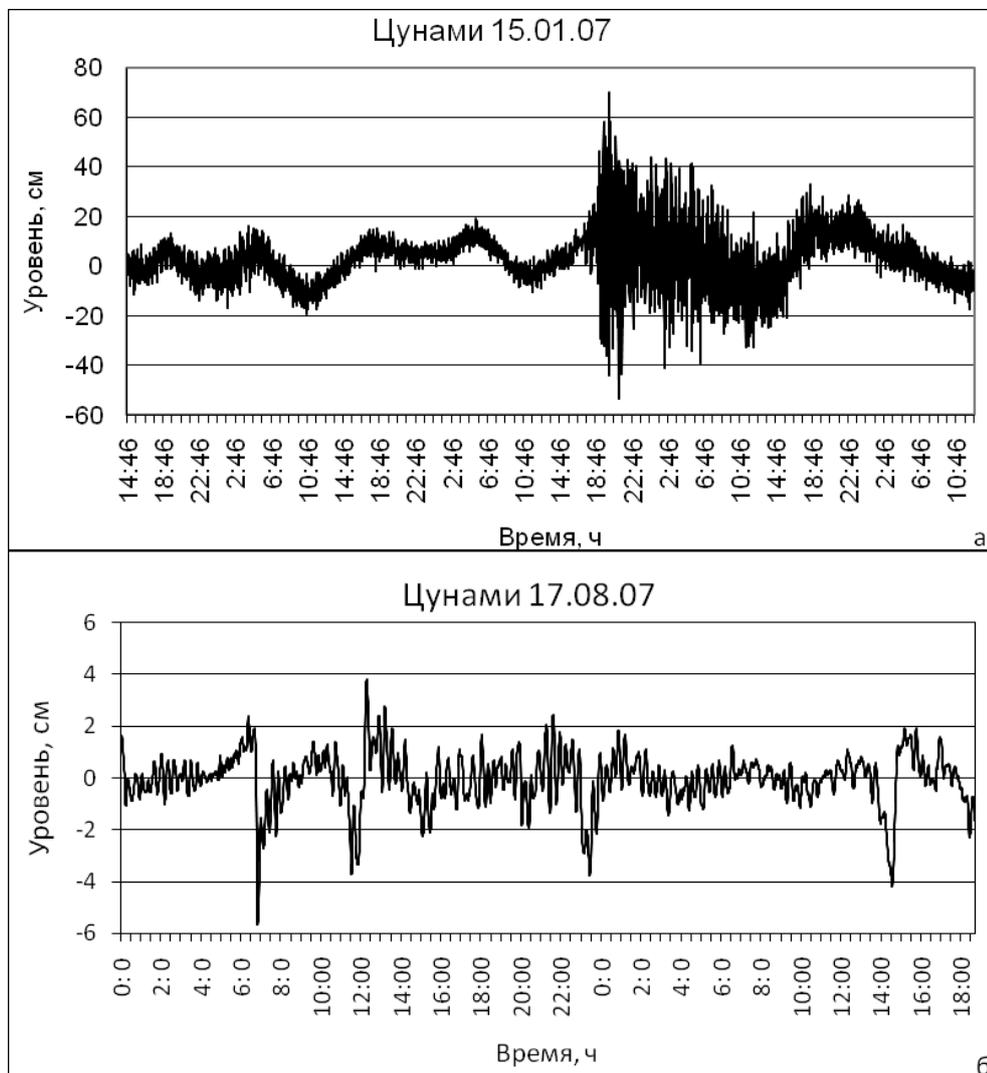


Рисунок 60 – Записи Симуширского (а) цунами в бухте Крабовая и Перуанского (б) цунами в бухте Церковная.

На ней видно значительное усиление высокочастотной составляющей колебаний уровня по сравнению с фоном. Для сравнения, на рисунке 61 приведены оценки спектральной плотности колебаний в бухте Крабовая до и во время цунами. На спектре цунами можно выделить пики на периодах 29 минут, 11 минут, 5 мин и 3 минуты.

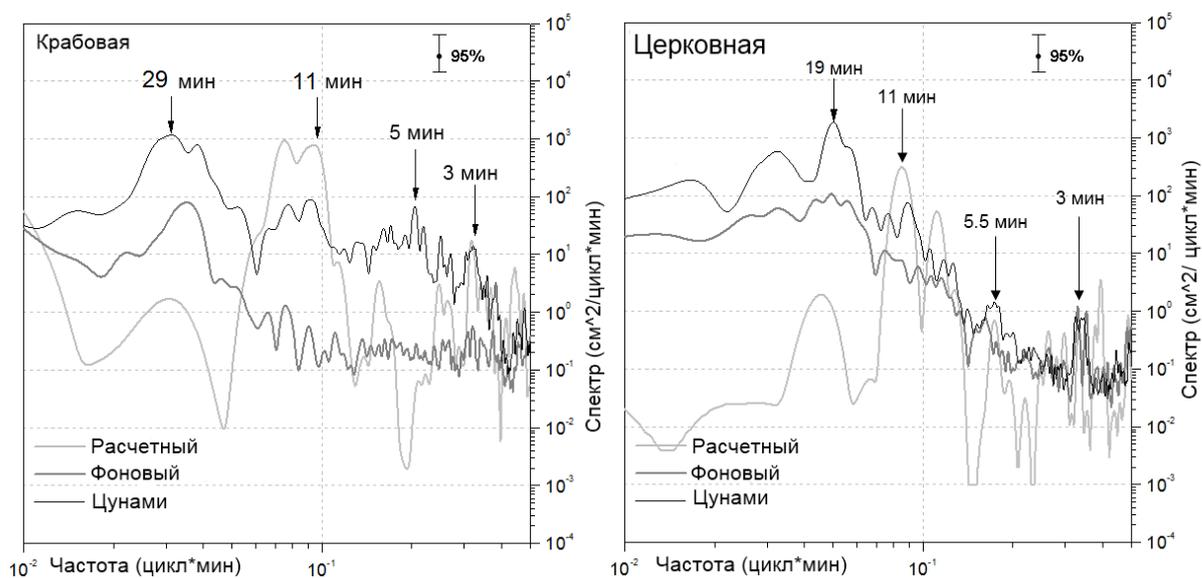


Рисунок 61 – Сравнительные оценки спектральной плотности. Расчетный спектр вычислялся в точке, соответствующей реальному датчику.

На спектре «фона» среди других выделяется лишь 29-минутный максимум, видимо, являющийся проявлением нулевой моды. Высокочастотная часть слабо усилена, но во время цунами все соответствующие пики возросли не менее чем на порядок. На рисунке 61а серой линией также представлен график спектральной плотности смоделированного временного ряда в той же точке, где был установлен реальный датчик. Сравнение трех спектров показывает хорошую согласованность периодов спектральных максимумов во всех случаях. Предположительно на этих периодах как раз и существуют сейши в бухте

В бухте Церковная также была получена запись трансокеанского Перуанского цунами. Колебания уровня здесь составляли максимум 10 см, но довольно отчетливо выделились на общем фоне (рисунок 60б). Оценка спектра приведена на рисунке 61б. Здесь спектральные пики приходятся на периоды 19 мин, 11 мин, 5.5 мин и 3 мин. Причем на периоде 19 мин и 11 мин, усиление во время цунами произошло не менее чем на порядок, в то время как в фоновом сигнале заметно проявляются лишь трех- и пятиминутные составляющие. Вероятно, это связано с тем, что периоды 19 мин и 11 мин отвечают

собственным модам бухты, а для их возбуждения как раз требуется мощная энергетическая подкачка, например, такая, как волна цунами.

В принципе возможно было бы установить несколько регистраторов уровня в разных точках акватории бухты, но даже в этом случае по полученным данным было бы трудно точно установить пространственную структуру основных мод бухты. Вместо это был проведен численный эксперимент по распространению волн в бухте, учитывающий детальную топографию. Результаты расчетов приведены на рисунках 62 и 63 [Лоскутов, 2010].

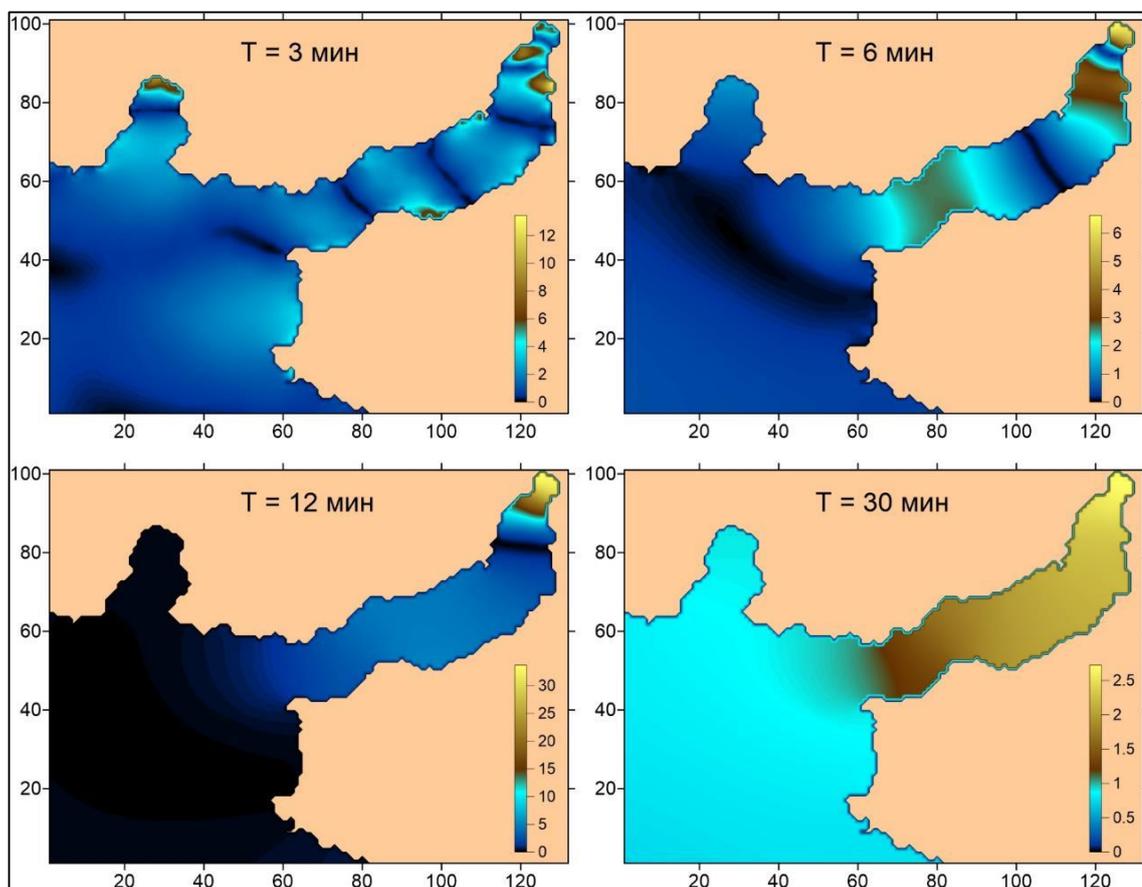


Рисунок 62 – Пространственная структура основных мод в бухте Крабовая (более темные участки соответствуют большему усилению по отношению ко входу в бухту).

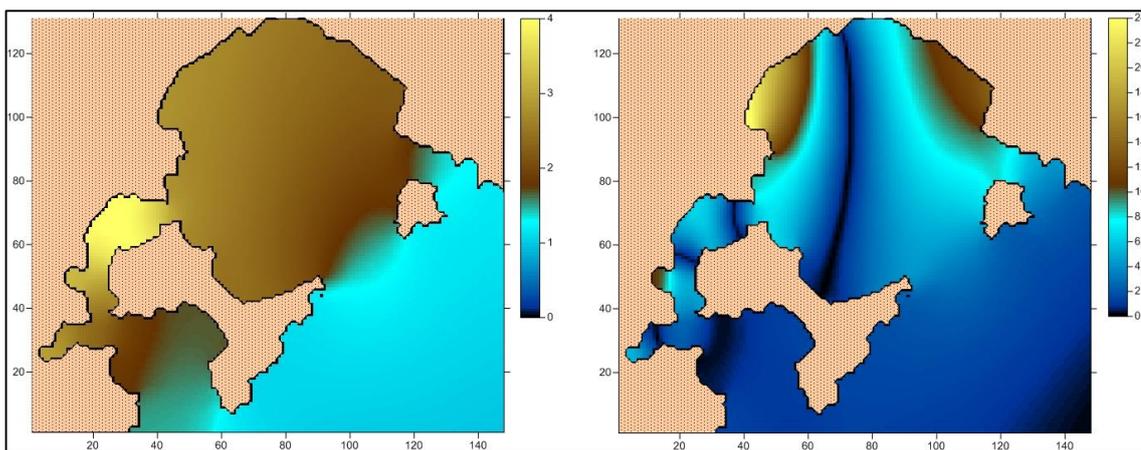


Рисунок 63 – Пространственная структура основных мод в бухте Церковная (более интенсивные пятна соответствуют большему усилению по отношению ко входу в бухту; штриховыми линиями показано примерное положение узловых линий).

Для бухты Крабовая получаем, что период 29 минут отвечает основной моде, так как узловая линия находится как раз в горловине бухты и характер нарастания амплитуды указывает на этот факт. Период 11 минут отвечает первой продольной моде, узловые линии здесь находятся в горле и посередине, отчетливо выделяя пучности стоячей волны. По поводу периодов 3 и 5 минут трудно сказать что-то определенное, картина здесь довольно сложная и, вероятно, представляет собой суперпозицию близких периодов как продольных, так и поперечных мод. Видно, что в место постановки реального датчика находится в непосредственной близости от пучностей волн на рассмотренных периодах, поэтому на спектрах реальных записей четко проявляются соответствующие максимумы.

В бухте Церковная картина несколько более прозрачная, - здесь для рассматриваемых периодов пространственная структура собственных колебаний хорошо идентифицируется. Так, спектральный максимум на периоде 3 мин отвечает 2-й моде в Большой Церковной и 1-й моде в Малой Церковной бухтах. На периоде 5.5 мин возбуждается 1-я мода в Большой

Церковной бухте, на периоде 11 мин – основная в Малой Церковной бухте, а на периоде 19 мин – основная в Большой Церковной бухте.

Количественный и качественный анализ пространственной структуры собственных колебаний акваторий позволяет судить о возможной трансформации приходящих волн, характере их усиления и распространения. Так, при рассмотрении спектральных оценок в бухтах Крабовая и Церковная было установлено, что при цунами происходит значительное усиление колебаний на периодах, отвечающих резонансным частотам, и общее усиление (спектральная оценка цунами-сигнала не меньше спектра фонового сигнала). Анализ же пространственной структуры сейш в бухтах показал, что, например, наибольшего усиления колебаний в бухте Крабовая можно ожидать в районе поселка Крабовозаводское – там сходятся пучности всех мод.

4.3. Крупномасштабные резонансные колебания в заливах о. Сахалин

В сравнительно закрытых небольших бассейнах типа бухты с хорошо выраженными резонансными свойствами цунами проявляется обычно как усиление основных резонансных мод – в качестве примера можно привести бухту Малокурильская на о. Шикотан и Холмская на о. Сахалин.

Влияние резонанса на физические системы известно давно. Это, с одной стороны, эффекты усиления, а с другой – разрушительные и неконтролируемые колебания. Бухты и заливы также можно рассматривать как колебательные системы, подверженные резонансу, но если резонанс в бухте или порту в виде сейш и тягуна поддается гашению с помощью молов или других защитных конструкций, то трудно себе представить, как возможно подавить разбушевавшиеся резонансные колебания крупного залива. Именно наличие таких заливов является характерной особенностью физико-географических условий о. Сахалин, на севере и юге которого находятся обширные, глубоко вдающиеся в сушу заливы Сахалинский и Анива, а в юго-восточной части – залив Терпения (рисунок 64). В таких крупных бассейнах

резонансные колебания имеют гораздо большие, чем в более мелких заливах и бухтах, периоды и пространственные масштабы, соответственно они обладают огромной энергией и разрушительной силой. Но для их возбуждения требуется и значительное внешнее воздействие, поэтому они могут возникать только при сильных цунами и штормовых нагонах. В силу этого, изучение структуры и особенностей возбуждения подобных колебаний представляет значительный научный интерес. Данная задача имеет также выраженный прикладной аспект. На берегах залива Анива находятся крупный порт Корсаков и терминал по отгрузке сжиженного газа в пос. Пригородное, населенные пункты Анива, Озерск, Новиково, соответственно в опасной зоне находится ряд промышленных объектов и транспортных коммуникаций (не очень понятно, где что). Это относится в равной мере и к побережью залива Терпения, где в опасной близости от берега моря проходят имеющие принципиальное значение для островной экономики автомобильная и железная дороги Южно-Сахалинск-Ноглики, а в южной части Сахалинского залива планируются работы по освоению месторождений углеводородного сырья. При этом анализ имеющегося натурального материала показывает, что такие колебания действительно имели место в прошлом. Так, например, при удаленном Чилийском цунами, вызванном сильнейшим землетрясением 22 мая 1960 г и зафиксированном в порту Корсаков 24-25 мая, наблюдались мощные низкочастотные колебания с периодом около 5 часов (см. ниже рисунок 65) [Шевченко, 1997]. Аналогичные колебания отмечены также при Чилийском цунами 27 февраля 2010 г., и Тохоку цунами 11 марта 2011 года.

Стоячие волны, которыми и являются собственные колебания акваторий, имеют вполне определённую пространственную структуру, период колебаний и энергию, которые поддаются оценке при помощи численного эксперимента и спектрального анализа. Построение численной модели позволяет довольно точно воспроизвести длинноволновые процессы и произвести оценку как частот, так и амплитудного размаха возникающих собственных колебаний на каждом участке акватории.

На основе анализа пространственных структур низкочастотных мод, приведем оценки того, насколько опасными при таких природных опасностях, как цунами и штормовые нагоны, могут стать возбуждаемые ими резонансные колебания в главных Сахалинских заливах. С практической точки зрения, такие оценки будут актуальны для участков побережья, на которых находятся такие объекты как терминал по отгрузке сжиженного газа в п. Пригородное, порты Корсаков и Поронайск, планируемые объекты нефтегазового комплекса в южной части Сахалинского залива, населенные пункты Анива, Озерск, Стародубское, Взморье, Макаров и т.д.

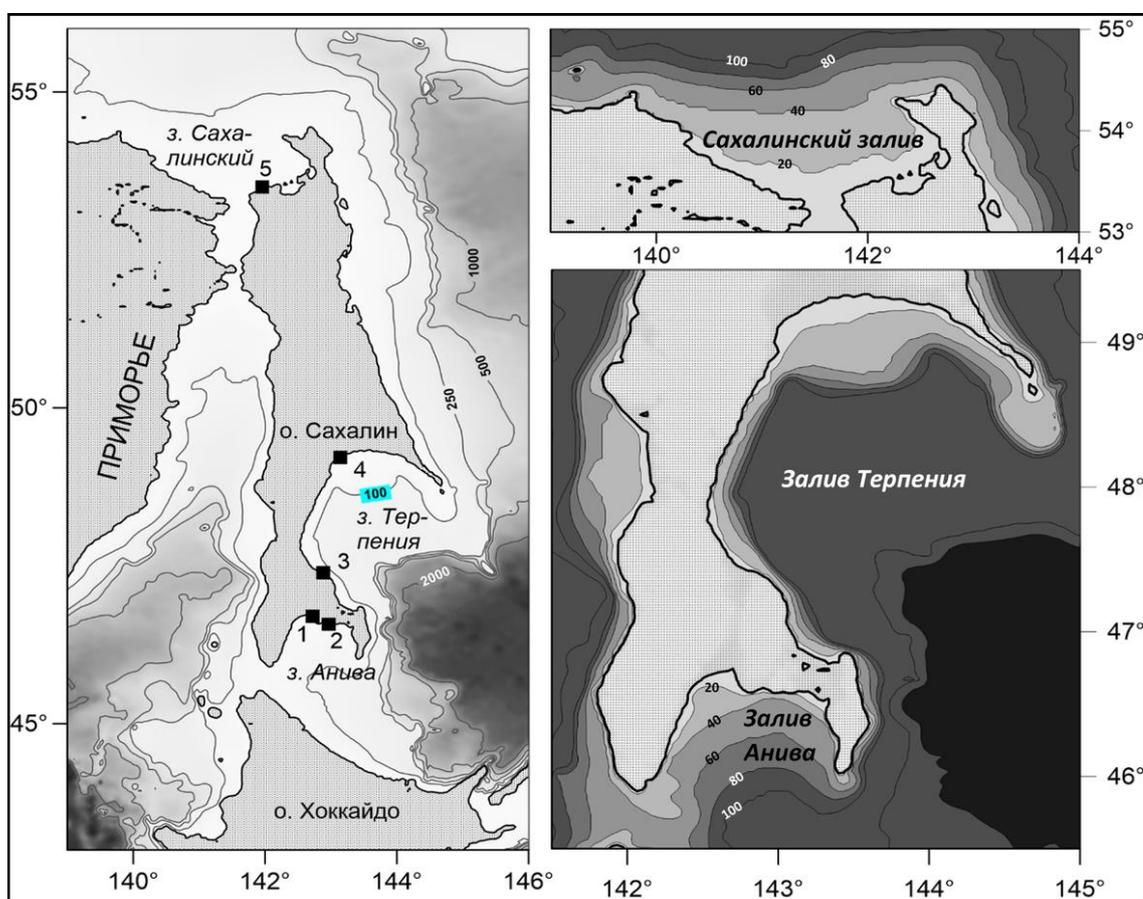


Рисунок 64 – Карта заливов Сахалина и рельеф дна прилегающего шельфа; черными квадратами обозначены пункты наблюдения, данные по которым приведены в работе (1 – Корсаков, 2 – Пригородное, 3 – Стародубское, 4 – Поронайск, 5 – Астрахановская площадь).

Впервые интерес к низкочастотным резонансным колебаниям в заливах о. Сахалин возник при анализе записей Чилийского цунами 22 мая 1960-го года (рисунок 65).

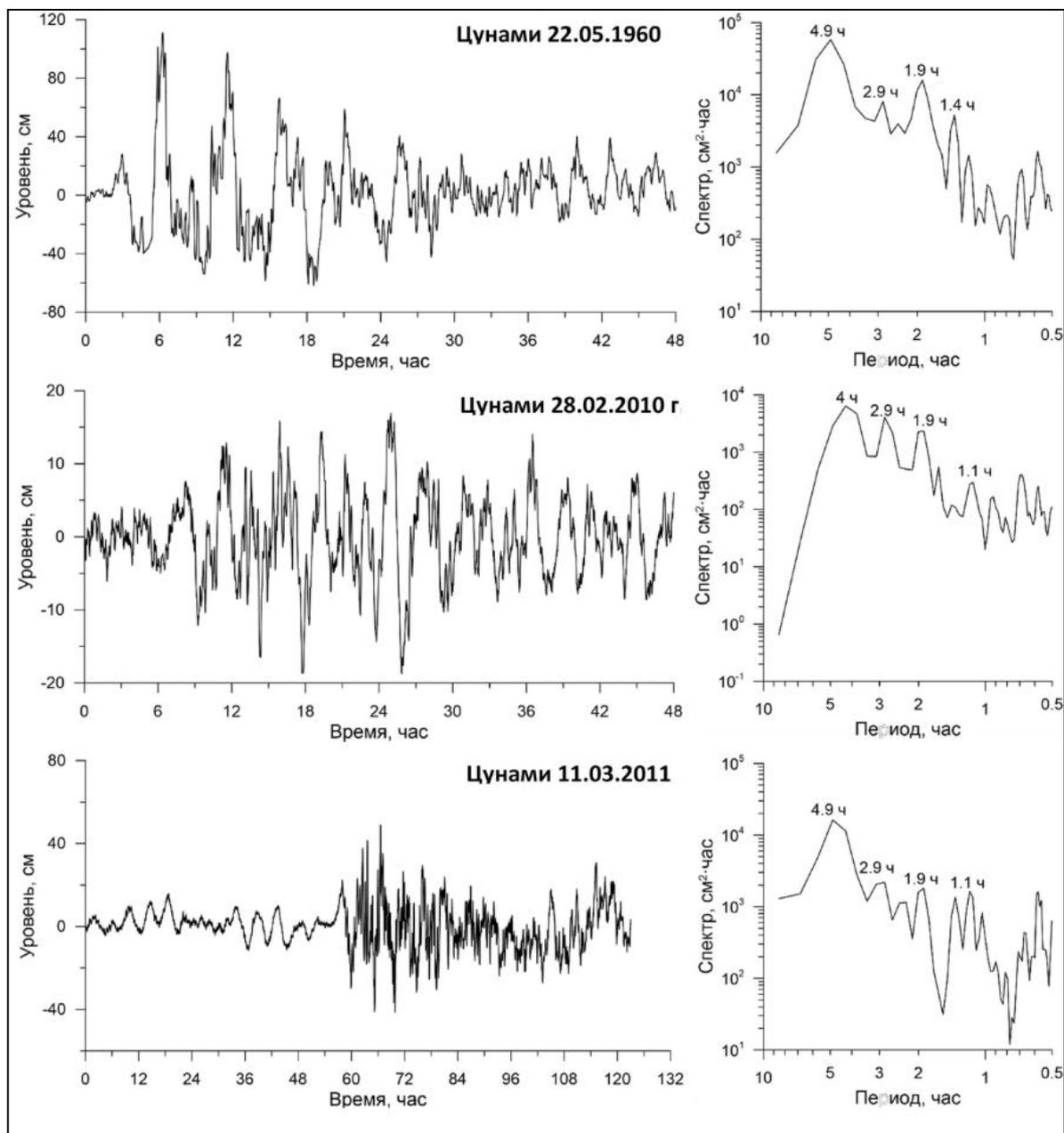


Рисунок 65 – Записи и спектры Чилийского цунами 22 мая 1960 г., Чилийского цунами 28 февраля 2010 г. и Тохоку цунами 11.03.2011 г. в порту г. Корсаков. На графике спектра отмечены периоды главных спектральных максимумов.

Уровенный самописец в порту г. Корсаков зарегистрировал волны трансокеанского цунами, сгенерированного удаленным катастрофическим землетрясением с магнитудой 9.5. На самой записи и на ее спектре мощно отчетливо видны мощные низкочастотные колебания с периодом, близким к 5 часам. Спектральные компоненты на этих периодах, скорее всего содержались в спектре источника цунами, что могло бы служить доводом в пользу резонансной природы таких низкочастотных колебаний. То есть, энергии цунами на соответствующих периодах в этом случае хватило, чтобы возбудить резонансные колебания всего Анивского залива.

Позднее, при Чилийском цунами в феврале 2010 года, в заливе Анива были также зарегистрированы низкочастотные колебания на периоде около 4 часов (рисунок 65). Источник цунами в этом случае имел меньшие масштабы и энергию, так как был вызван менее мощным землетрясением магнитудой 8.9. Здесь также проявились более «высокочастотные» моды с периодами 4, 2.9 и 1.4 ч. Это цунами проявилось и в заливе Терпения. На записи датчика донного давления, установленного в порту г. Поронайск, отчетливо видно усиление фоновых колебаний (рисунок 66). Оценка спектра показывает наличие спектральных максимумов на периодах 3.8, 2.1 и 1.8 часа.

Волны катастрофического Тохоку цунами 11 марта 2011 года проникли глубоко внутрь Охотского и Японского морей, и также вызвали низкочастотный резонанс в заливе Анива (рисунок 65) и заливе Терпения (рисунок 66). При этом и в заливе Анива, и в заливе Терпения проявились модовые колебания на тех же периодах, что и при Чилийском цунами 1960 г. Тот факт, что при разных землетрясениях и, следовательно, различных характеристиках источника мы наблюдаем колебания на одних и тех же периодах, указывает на их связь с локальными резонансными условиями, обусловленными рельефом дна и топографией береговой черты в районе измерений.

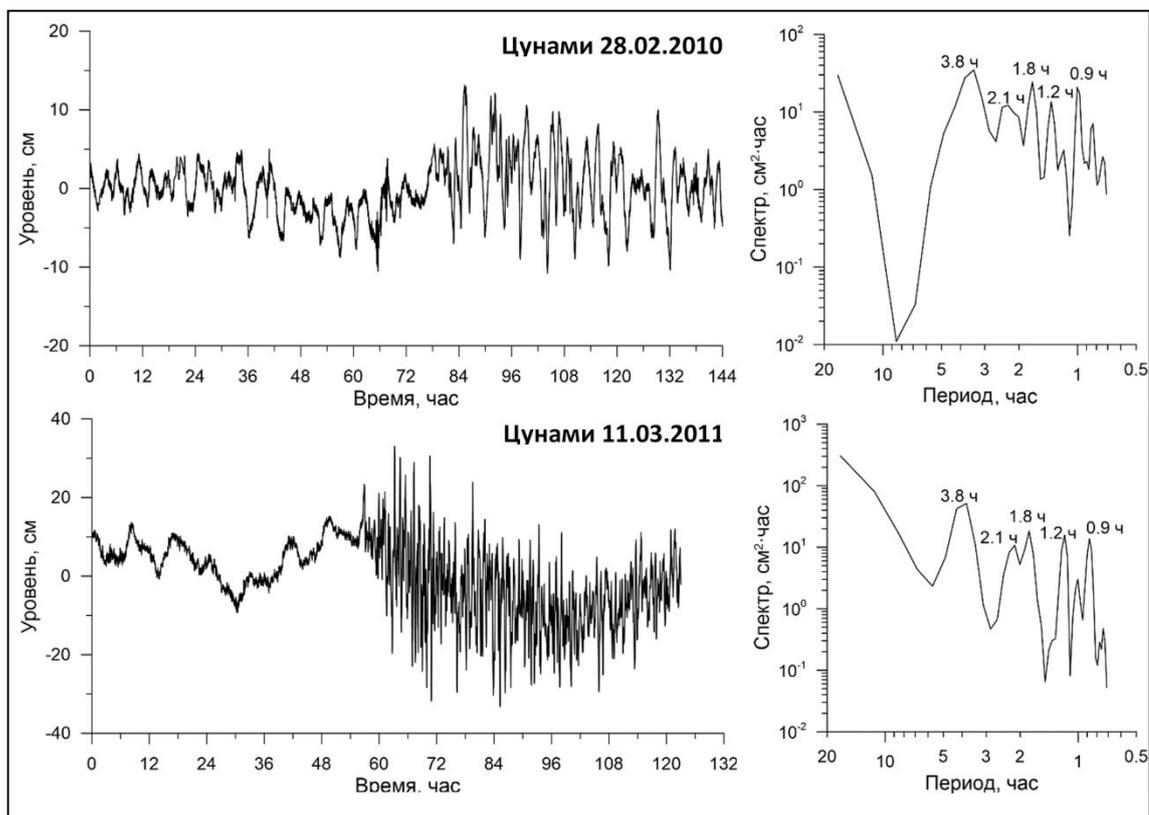


Рисунок 66 – Записи и спектры Чилийского цунами 28 февраля 2010 г. в порту г. Поронайск (верхний рисунок) и Тохоку цунами 11.03.2011 г. в п. Стародубское (нижний рисунок). На графике спектра отмечены периоды главных спектральных максимумов.

Резонансные колебания масштаба залива могут возникнуть не только при цунами, но также и при продолжительном шторме достаточной силы. Такие шторма не редкость в Сахалинских акваториях. Значительные штормовые нагоны прослеживаются по долгопериодным наблюдениям уровня. Так, в Сахалинском заливе имелась трехмесячная запись с дискретностью измерений в 15 мин (рисунок 67). На ней видны резкие и продолжительные подъемы уровня, отвечающие штормовой ситуации, на фоне которой происходит значительное усиление резонансных колебаний залива, что видно на спектре мощности справа. Здесь отчетливо выделяются пики на периодах 6ч, 4 ч, 3ч и 2 ч. А в заливе Анива, согласно измерениям, близ СПГ, спектр длительной записи содержал спектральные пики на периодах, проявившихся при цунами – 4.9, 4, ≈ 3 и ≈ 2 ч (рисунок 68).



Рисунок 67 – Долгопериодные наблюдения за уровнем на Астрахановской площадке в Сахалинском заливе (слева) и часовой спектр мощности колебаний.



Рисунок 68 – Долгопериодные наблюдения уровня в районе СПГ в п. Пригородное на побережье залива Анива.

Для анализа пространственной структуры основных мод в заливах о. Сахалин был проведен численный эксперимент по моделированию Чилийского и Тохоку цунами во всем Тихом океане с проникновением волн на Сахалинский шельф (рисунок 69). В качестве источников были использованы начальные смещения уровня, рассчитанные в гидростатическом приближении по формулам Окады. Такой подход оправдан имеющимися результатами по моделированию этих событий в открытом океане. Они показывают хорошее сходство записей этих цунами на глубоководных регистраторах DART с модельными записями в тех же точках океана.

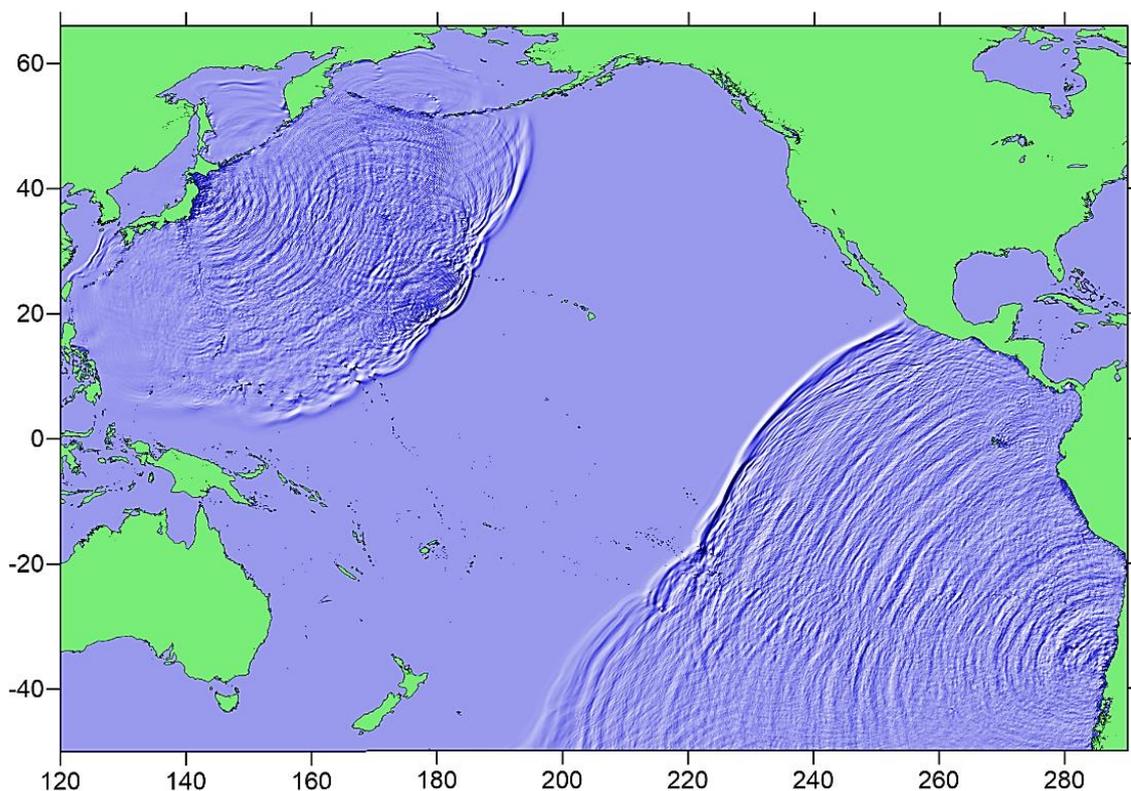


Рисунок 69 – Совмещенные картины распространения волн при Чилийском и Тохоку цунами.

Моделирование проводилось на равномерной прямоугольной сетке с шагом 2 минуты и временем расчета 5 суток. За это время можно было ожидать проникновение волн цунами в Охотское море и установление квазистационарного режима колебаний в прилегающих к Сахалину акваториях.

Для анализа резонансных колебаний в заливах, помимо регистрации модельных волн в выделенных точках, соответствующих местам реальных постановок, была нанесена подробная сетка модельных регистраторов, полностью заполняющая прилегающую акваторию, изображенную на рисунке 64. На рисунке 70 представлены спектры квазистационарных колебаний, установившихся в ходе численного эксперимента в выделенных модельных точках.

Для залива Анива можно выделить три устойчивых периода – 4.9, 2.9 и 1.9 часа. В случае залива Терпения (Поронайск, Стародубское) нет хорошего соответствия на низкочастотных модах. Вероятно, для выделения моды на периоде 6.1 ч необходимо взять более длительные временные ряды с достаточно большим шагом дискретизации. Однако на периодах 2, 1.8 и 1.1 ч имеются лишь небольшие отклонения максимумов спектральной плотности. В случае залива Терпения также не удалось достичь полного соответствия на самых низких периодах. Так, самая низкочастотная, нулевая мода Гельмгольца, полученная в численных экспериментах, практически не проявилась в натурных данных. Наиболее вероятно, что близость резонансного периода к четвертьсуточному приливному диапазону затрудняет идентификацию этой моды. Зато высокочастотные моды определены достаточно точно. Очевидно, что для четкого выявления длиннопериодных мод нужен достаточно длинный временной ряд, к тому же в реальных условиях такие моды возбуждаются слабо, так как для их генерации требуется большая энергия, причем на периодах, близких к резонансному. Несмотря на это, была предпринята попытка оценить пространственные структуры наиболее низкочастотных мод для всех трех заливов. Для расчета пространственных структур главных мод в каждой точке рассматриваемой области прибрежной акватории вычислялся спектр Фурье смоделированного сигнала цунами, и для рассматриваемого периода на карту в соответствующей точке наносилась амплитуда и фаза (рисунок 71-73). Распределение амплитуды характеризует положение пучностей и узловых линий, а распределение фазы дополняет эту картину тем, что на узловой линии должен наблюдаться скачок фаз на $\pm\pi$.

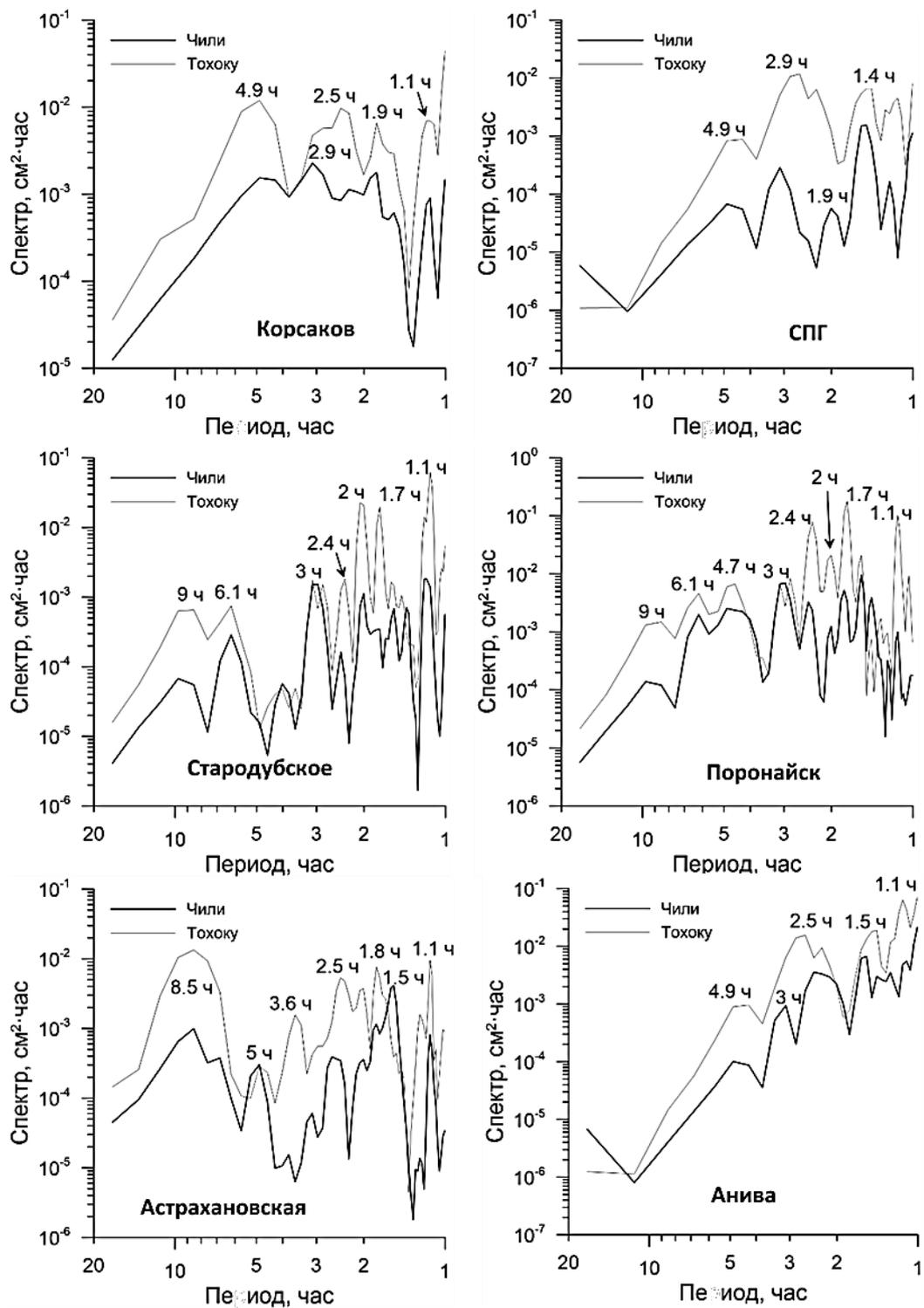


Рисунок 70 – Сравнение натуральных и модельных в часовом диапазоне записей в г. Анива, г. Корсаков и п. Пригородное (район СПГ) в заливе Анива для цунами 2010 г. и 2011 г.

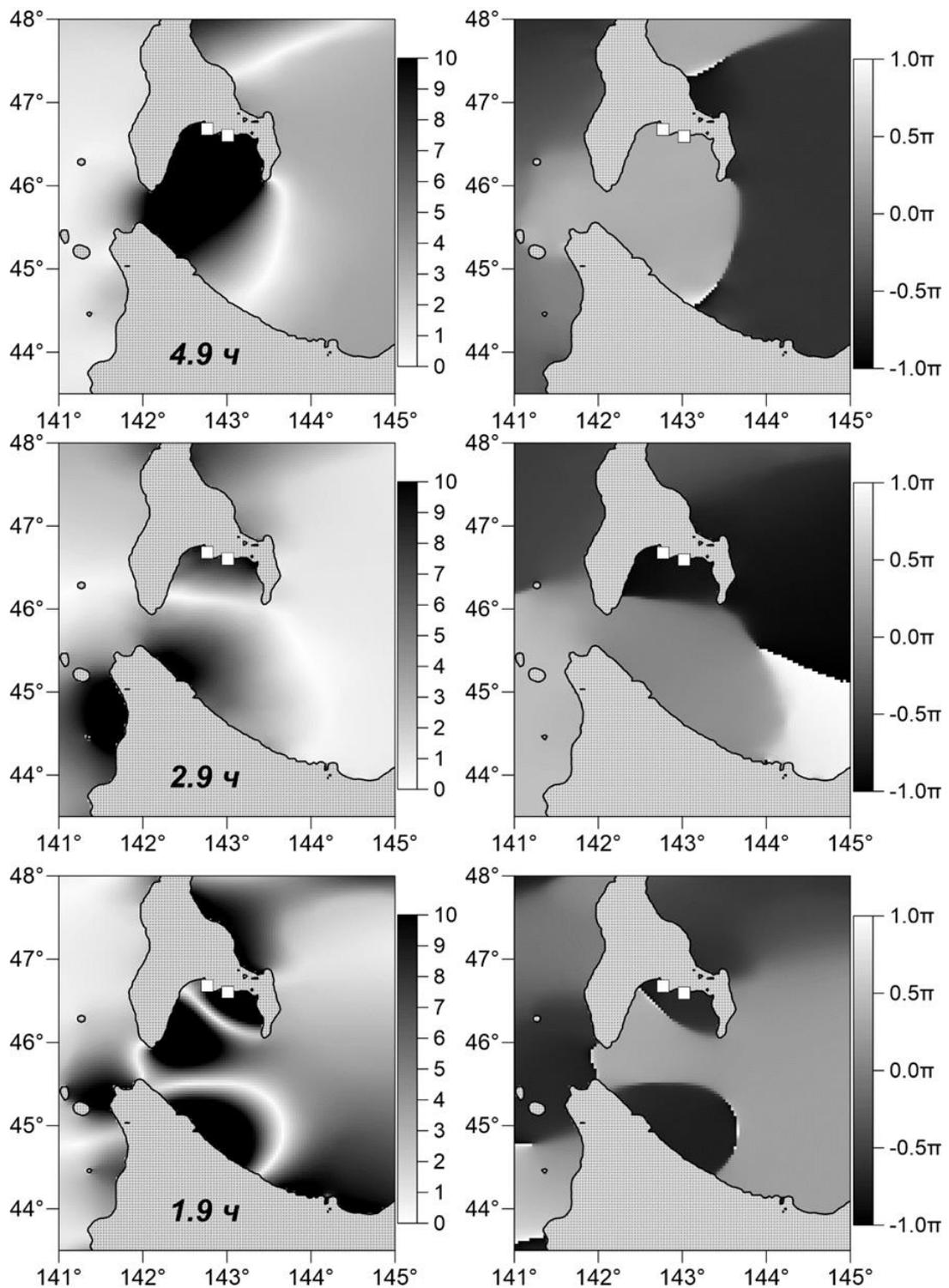


Рисунок 71 – Рассчитанное распределение амплитуд и фаз колебаний в заливе Анива на периодах, отвечающих спектральным максимумам наблюдений. Узловые линии сейш показаны пунктирными линиями. Светлые квадраты соответствуют местам постановки измерений уровня в порту г. Корсаков и п. Пригородное.

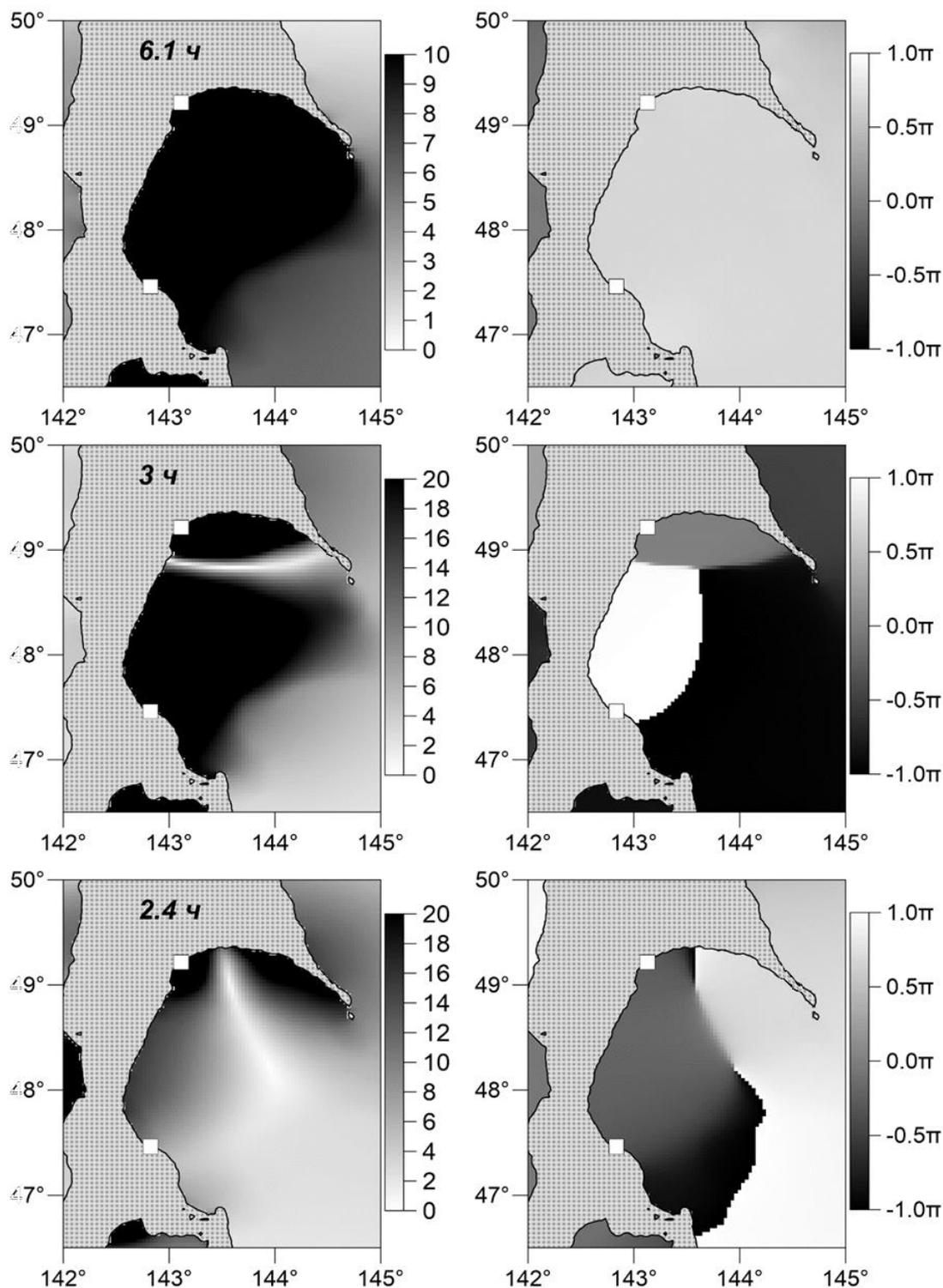


Рисунок 72 – Рассчитанное распределение амплитуд и фаз колебаний в заливе Терпения на периодах, отвечающих спектральным максимумам наблюдений. Узловые линии сейш показаны пунктирными линиями. Светлые квадраты соответствуют местам постановки измерений уровня в порту г. Поронайск и п. Стародубское.

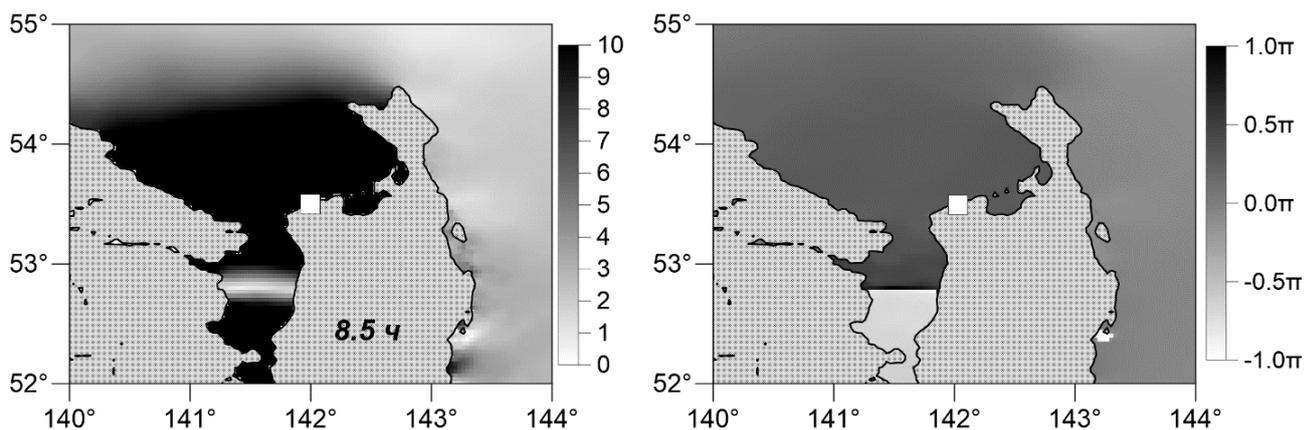


Рисунок 73 – Рассчитанное распределение амплитуд и фаз колебаний в заливе Терпения на периодах, отвечающих спектральным максимумам наблюдений. Белые квадраты соответствуют местам постановки измерений уровня.

Для залива Анива были рассчитаны пространственные структуры амплитуд и фаз колебаний на периодах 4.9 ч, 2.9 ч и 1.9 ч. Положение узловой линии для моды на периоде 4.9 часов примерно соответствует положению кромки шельфа на глубоководье. Таким образом, пространственная конфигурация этой моды, скорее всего, отвечает нулевой моде. Кроме этого данная мода характеризуется плавным поднятием амплитуды колебаний в сторону побережья, что характерно для нулевой моды. Положение узловой линии в этом и в других случаях подтверждается резким изменением фазы примерно на π при переходе через нее. На периодах 2.9 и 1.9 часов, таким образом, мы получаем 1-ю и 2-ю моды соответственно (по количеству узловых линий). Сразу отметим, что пучности всех трех мод захватывают побережье, на котором расположены населенные пункты г. Анива, г. Корсаков, п. Пригородное и п. Озерск. Соответственно эти населенные пункты и береговая инфраструктура могут подвергаться риску более интенсивного воздействия штормов или волн цунами, в силу резонансного усиления колебаний уровня в заливе.

В заливе Терпения также удалось построить четкие пространственные картины главных мод. Это, в первую очередь, мода с периодом 6.1 часа. Она

характеризуется плавным поднятием амплитуды колебаний по направлению к берегу. Ее узловая линия проходит от мыса Терпения до побережья рядом с п. Вахрушев. Наибольшая амплитуда пучности приходится на побережье в районе г. Поронайск. Наблюдается также мода первого порядка с периодом 2.4 часа. Соответствующая узловая линия идет от оз. Невское на юг, постепенно теряя свои очертания близ границы шельфовой зоны. Здесь также пучности всех трех мод сходятся в районах с населенными пунктами – п. Стародубское и г. Поронайск.

В Сахалинском заливе удалось получить отчетливую пространственную конфигурацию только для нулевой моды на периоде 8.5 ч. Сложность обнаружения мод в Сахалинском заливе, вероятно, связана со сложным взаимодействием с Татарским проливом через Сахалинский лиман и, возможно, со сложной геометрией береговой линии залива.

При анализе натурных данных, полученных в ходе инструментальных измерений и численного эксперимента, было выявлено наличие низкочастотных сейш в трех главных заливах о. Сахалин: Анива, Терпения и Сахалинский. Анализ натурных данных показал наличие низкочастотных пиков, предположительно отвечающим резонансным колебаниям, при различных событиях цунами, а также при долговременном наблюдении за уровнем.

Численное моделирование, выполненное для продолжительного отрезка времени на достаточно подробной сетке глубин для двух крупнейших за последнее время цунами – Чилийского 2010 г. и Тохоку 2011 г. - позволило проанализировать пространственную структуру возникающих при этом остаточных квазистационарных колебаний. Рассмотрение пространственных структур амплитуд и фаз спектров колебаний на согласованных с естественными спектральными пиками периодах позволило выделить несколько главных и наиболее интересных низкочастотных мод в сахалинских заливах.

В Сахалинском заливе на севере о. Сахалин была обнаружена фундаментальная мода с периодом около 8.5 часов. Кроме того, что эта мода может быть усилена цунами или штормом, ее период близок к периоду мелководных приливных компонент, что явно дает основания для их взаимодействия, в результате чего вероятно существенное усиление колебаний.

В заливе Терпения найдены отчетливые моды с периодами 6.1 (нулевая мода) ч, 3.1, 2.4 ч (моды первого порядка). Пучности указанных сейш сходятся в районе населенных пунктов п. Стародубское и г. Поронайск.

Наиболее богатая модовая структура резонансных колебаний была получена в заливе Анива. Здесь удалось идентифицировать моды до 2-го порядка включительно. А именно: 4.9 ч – нулевая мода, 2.9 ч – первая мода и 1.9 ч – вторая мода. Последние две моды связаны с отражением от северного побережья о. Хоккайдо. Сейши залива своими пучностями покрывают районы Анивского побережья с такими населенными пунктами, как г. Анива, п. Пригородное, п. Озерск и т.д.

Результаты данной работы показывают существование низкочастотных сейш заливов о. Сахалин, для которых построены распределения амплитудных максимумов. Модовые колебания такого масштаба могут представлять серьезную опасность для ряда береговых населенных пунктов, а также для расположенных близ берега инфраструктур, развитых в Сахалинской области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе исследовались записи колебаний уровня, полученные системой глубоководного мониторинга цунами – NOAA DART, прибрежными автономными измерителями уровня ИМГиГ ДВО РАН, и телеметрическими регистраторами Службы предупреждения о цунами, при Самоанском 29.09.2009 г., Чилийском 27.02.2010 г., Тохоку 11.03.2011 г. и ряде более слабых цунами. Для выявления закономерностей трансформации цунами в открытом океане и на шельфе, кроме анализа инструментальных данных, было выполнено численное моделирование распространения волн с использованием современной модели сейсмического очага цунами. Были получены следующие **результаты**:

1. Пространственные масштабы и асимметрия источников цунами, как показывает модель, определяют направленность и частотный диапазон излучения. Самоа цунами проявило почти равномерное распределение энергии по направлению, со смещением максимума энергии в высокочастотную область спектра, а Чилийское цунами и Тохоку цунами, обладая выраженными главными направлениями излучения в сторону открытого океана почти нормально к линии берега, проявились в очень широком диапазоне частот.

2. Проявление эффекта позднего добегания максимальной волны (задержка около 4 ч.) при Чилийском цунами 2010 г. в Северо-Курильск обусловлено задержкой волнового пакета при последовательных фокусировке и дифракции на Императорском хребте, Маркизских островах, архипелаге Лайн и др. в центральной части Тихого океана. Такой эффект, вероятно, будет проявляться при других цунами, зарождающихся у берегов Южной-Америки.

3. Выявлен дисперсионный характер записей некоторых небольших цунами, а также обнаружено проявление дисперсионных эффектов Тохоку цунами в направлении короткой оси очага. В рамках приближенной осесимметричной модели источника и уравнения Пуассона, рассчитаны

профили начального возвышения для нескольких небольших цунами. Получено хорошее соответствие восстановленного профиля и сейсмической модели источника Бонинского цунами по данным USGS.

4. На основе численного эксперимента показано, что усложнение, стохастизация и усиление сигнала цунами в записях прибрежных донных станции по сравнению с записями станций DART, обусловлены резонансным взаимодействием волнового пакета цунами и шельфа, которое начинает резко проявляться на его внешней границе на в районе изобаты 100-200 м.

5. Определены резонансные периоды, оценена добротность и рассчитаны пространственные структуры собственных мод ряда бухт Курильских островов с различной геометрией и шириной входа (б. Крабовая, б. Церковная, б. Хромова, о. Шикотан, б. Броутона, о. Симушир), кроме того рассчитаны пространственно-временные характеристики собственных мод заливов Анива, Сахалинский и Терпения (о. Сахалин).

6. Для Самоанского (2009), Чилийского (2010) и Тохоку (2011) цунами рассчитаны спектральные характеристики записей, которые сопоставлены со спектрами естественного длинноволнового фона для береговых и глубоководных станций. Оценены диапазоны проявления и преобладающие периоды колебаний. Выявлено, что на береговых станциях спектры определялись эффектами, обусловленные характером локальной топографии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бендат, Д. Прикладной анализ случайных данных / Д. Бендат, А. Пирсо; пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 540 с.
2. Воеводин, В.В. Параллельные вычисления / В.В. Воеводин, Вл. В. Воеводин. – СПб.: БХВ–Петербург. – 2002. – 608 с.
3. Вольцингер, Н.Е. Длинноволновая динамика прибрежной зоны / Н.Е. Вольцингер, К.А. Клеванный, Е.Н. Пелиновский. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 266 с.
4. Демидов, Д. Е. Решение задач вычислительной гидродинамики с применением технологии NVIDIA CUDA / Д.Е. Демидов, А.Г. Егоров, А.Н. Нуриев // Учёные записки Казанского государственного университета. – 2010. – Т. 152, № 1. – С. 142-154.
5. Дженкинс, Г. Спектральный анализ и его приложения / Г. Дженкинс, Д. Ваттс. – М.: Мир, 1972. – 287 с.
6. Джумагалиев, В.А. Анализ флуктуаций уровня моря в Малокурильской бухте, вызванных цунами 16 февраля 1991 г. / В.А. Джумагалиев, Е.А. Куликов, С.Л. Соловьев // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 5. – С. 711-717.
7. Джумагалиев, В.А. Теоретическая и экспериментальная оценка передаточных особенностей Малокурильской бухты, о. Шикотан / В.А. Джумагалиев, А.Б. Рабинович, И.В. Файн // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 5. – С. 611- 617.
8. Дущенко, П.В. Опыт использования телеметрических регистраторов уровня моря в службе предупреждения о волнах цунами / П.В. Дущенко, Т.Н. Ивельская, Г.В. Шевченко // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2003. – №2. – С. 95-107.
9. Первая регистрация цунами в открытом океане / Б.Д. Дыхан, В.М. Жак, Е.А. Куликов и др. // ДАН СССР. – 1981. – Т. 257, № 5. – С. 1088-1092.

10. Волны в пограничных областях океана / В.В. Ефимов, Е.А. Куликов, А.Б. Рабинович, И.В. Файн. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 280 с.
11. Жак, В.М. Дистанционная регистрация слабых волн типа цунами на шельфе Курильских островов / В.М. Жак, С.Л. Соловьев // Доклады АН СССР. – 1971. – Т. 198, № 4. – С. 816-817.
12. Ивельская, Т.Н. Усиление низкочастотной составляющей чилийского цунами (май 1960 г.) в северо-западной части Тихого океана / Т.Н. Ивельская, Г.В. Шевченко // Метеорология и гидрология. – 2006. – №. 2. – С. 69-81.
13. Иволгин, В.И. Экономичный регистратор волнения моря / В.И. Иволгин, Д.П. Ковалев, П.Д. Ковалев // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. – 2011. – Т. 16, вып. 3. – С. 834-838.
14. Кайстренко, В.М. Проявления цунами Тохоку 11 марта 2011 г. на тихоокеанском побережье России / В.М. Кайстренко, Г.В. Шевченко, Т.Н. Ивельская // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2011. – Т. 38, № 1. – С. 41-64.
15. Ковалев, Д.П. Экспериментальные исследования явления тягуна в основных портах Сахалинской области / Д.П. Ковалев // Мир транспорта. – 2012. – № 6. – С. 36-43.
16. Ковалев, П.Д. Особенности сейшевых колебаний в заливах и бухтах Дальнего Востока: Приморья, Сахалина, южных Курильских островов / П.Д. Ковалев, Д.П. Ковалев // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. – 2013. – Т. 18, вып. 4. – С. 1377-1382.
17. Ковалев, П.Д. Экспериментальные исследования явления тягуна в порту г. Холмск / П.Д. Ковалев, Г.В. Шевченко, Д.П. Ковалев // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – Н. Новгород: НГТУ, 2007. – Т. 20. – С. 106-112.
18. Ковалев, П.Д. Особенности сейшевых колебаний в заливах и бухтах Дальнего Востока: Приморья, Сахалина, южных Курильских островов /

- П.Д. Ковалев, Д.П. Ковалев // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. – 2013. – Т. 18, № 4-1. – С. 1377-1382.
19. Королев, Ю.П. Особенности распространения волн цунами в районе Петропавловска-Камчатского / Ю.П. Королев, Г.В. Шевченко // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 6. – С. 62-70.
20. Куликов, Е.А. Регистрация из космоса цунами 26 декабря 2004 г. в Индийском океане / Е.А. Куликов, П.П. Медведев, С.С. Лаппо // ДАН. – 2005. – Т. 401, № 4. – С. 537-542.
21. Лайтхилл, Д. Волны в жидкостях / Д. Лайтхилл. – М.: Мир, 1981. – 603 с.
22. Ле Блон, П. Волны в океане: в 2-х частях / Ле Блон П., Л. Майсек. – М.: Мир, 1981, 1982. – Ч. 1. – 480 с.; Ч. 2. – 365 с.
23. Первые результаты регистрации длинных волн в диапазоне периодов цунами в районе Курильской гряды на разнесенной сети станций / Б.В. Левин, А.Г. Чернов, Г.В. Шевченко и др. // ДАН. – 2009. – Т. 425, № 5. – С. 874-879.
24. Левин, Б.В. Физика цунами и родственных явлений в океане / Б.В. Левин, М.А. Носов. – М.: Янус-К, 2005. – 360 с.
25. Лоскутов, А.В. Исследование пространственной структуры собственных колебаний в бухтах Крабовая и Церковная (о. Шикотан, Курильские острова) / А.В. Лоскутов // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: IV Сахалинская молодежная научная школа, Южно-Сахалинск, 2-5 июня 2009 г.: сб. материалов / отв. ред. О.Н. Лихачева. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2010. – С. 198-203.
26. Марпл, С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения / С.Л. Марпл; пер. с англ. – М.: Мир, 1990. – 584 стр.
27. Марчук, А.Г. Численное моделирование волн цунами / А.Г. Марчук, Л.Б. Чубаров, Ю.И. Шокин. – Новосибирск: Наука, 1983. – 175 с.
28. Мурти, Т.С. Сейсмические морские волны цунами / Т.С. Мурти. – Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 447 с.

29. Никонов, А.А. Курильская катастрофа полвека назад / А.А. Никонов // Природа. – 2003. – №. 1. – С. 48-54.
30. О спектрально-временном анализе колебаний. Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмологических данных / А.В. Ландер, А.Л. Левшин, В.Ф. Писаренко, Г.А. Погребинский. – М.: Наука, 1973. – С. 3-27. (Вычислительная сейсмология; Вып. 6).
31. Пелиновский, Е.Н. Гидродинамика волн цунами / Е.Н. Пелиновский. – Н. Новгород: ИПФ РАН, 1996. – 276 с.
32. Первая регистрация цунами в открытом океане / Б.Д. Дыхан, В.М. Жак, Е.А. Куликов и др. // ДАН СССР. – 1981. – Т. 257, № 5. – С. 1088-1092.
33. Поплавский, А.А. Методы и алгоритмы автоматизированного прогноза цунами / А.А. Поплавский, Е.А. Куликов, Л.Н. Поплавская. – М.: Наука, 1988. – 128 с.
34. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России / А.А. Поплавский, В.Н. Храмушин, К.И. Непоп, Ю.П. Королев. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – 272 с.
35. Применение GPU в рамках гибридного двухуровневого распараллеливания MPI+OpenMP на гетерогенных вычислительных системах / А.В. Горобец, С.А. Суков, А.О. Железняков и др. // Параллельные вычислительные технологии. – Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, 2011. – С. 452-460.
36. Рабинович, А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение / А.Б. Рабинович. – Л.: Гидрометеиздат, 1993. – 325 с.
37. Рабинович, А.Б. Влияние сейшевых колебаний на формирование спектра длинных волн у побережья Южных Курил / А.Б. Рабинович, А.С. Левянт // Океанология. – 1992. – Т. 32, № 1. – С. 29-38.

38. Файн, И.В. Частотные свойства Курильского шельфа / И.В. Файн // Генерация цунами и выход волн на берег. – М.: Радио и связь, 1984. – С. 80-83.
39. Регистрация цунами у берегов Сахалина и Курильских островов / Г.В. Шевченко, П.Д. Ковалев, Г.С. Богданов и др. // Вестник ДВО РАН. – 2008. – № 6. – С. 23-33.
40. Цунами 4-5 ноября 1952 г. / Е.Ф. Саваренский, В.Г. Тищенко, А.Е. Святловский и др. // Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – № 4. – С. 3-61.
41. Соловьев, С.Л. Сводка данных о цунами в СССР / С.Л. Соловьев, М.Д. Ферчев // Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – № 9. – С. 23-55.
42. Соловьев, С.Л. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173-1968 гг.) / С.Л. Соловьев, Го Ч.Н. – М.: Наука, 1974. – 310 с.
43. Хэррис, Ф.Д. Использование окон при гармоническом анализе методом дискретного преобразования Фурье / Ф.Д. Хэррис // ТИИЭР.–1978. – Т. 66, №. 1. – С. 60-96.
44. Шевченко, Г.В. Об усилении низкочастотной компоненты цунами на шельфе Курильской гряды (по записям чилийского цунами, май 1960) / Г.В. Шевченко // Проявление конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России: сб. ст. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 91-105.
45. Новые данные о проявлениях цунами на тихоокеанском побережье России по инструментальным измерениям 2009-2010 гг. / Г.В. Шевченко, Т.М. Ивельская, П.Д. Ковалев и др. // ДАН. – 2011. – Т. 438, № 6. – С. 823-828.
46. Резонансные колебания в заливах и бухтах: натурные эксперименты и численное моделирование / Г.В. Шевченко, А.Г. Чернов, П.Д. Ковалев, И.И. Горин // Труды Нижегородского технического университета им. Р.Е. Алексеева. – Н. Новгород: НГТУ, 2010. – № 1 (80). – С. 52-62.

47. Шевченко, Г.В. История исследования цунами (ИМГиГ ДВО РАН) / Г.В. Шевченко // Вестник ДВО РАН. – 2011. – № 6. – С. 19-26.
48. Лоскутов, А.В. Исследование резонансных свойств заливов о. Сахалин по результатам натурных и вычислительных экспериментов / А.В. Лоскутов, Г.В. Шевченко // Ученые записки СахГУ. – 2013. – № 1. – С. 23-35.
49. Щетников, Н.А. Цунами на побережье Сахалина и Курильских островов по мареографным данным 1952–1968 гг. / Н.А. Щетников. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – 164 с.
50. ЮНЕСКО. TsuModel Man -v3-ImamuraYalcinerOzyurt _apr06.pdf. – URL: [http://ioc3.unesco.org/ptws/21/\(documents\)](http://ioc3.unesco.org/ptws/21/(documents)) (дата обращения: 20.01.2014)
51. Aucan, J. Infragravity waves in the deep ocean: An upward revision / J. Aucan, F. Ardhuin // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40, No 13. – P. 3435-3439.
52. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS / J.J. Becker, D.T. Sandwell, W.H.F. Smith et al. // Marine Geodesy. – 2009. – Vol. 32, No 4. – P. 355-371.
53. Dispersive tsunamis of the 2010 Chile earthquake recorded by the high-sampling-rate ocean-bottom pressure gauges, / T. Saito, T. Matsuzawa, K. Obara, T. Baba // Geophysical Research Letters. – 2010. – Vol. 37. – Article Number: L23303.
54. Dziewonski, A. A technique for the analysis of transient seismic signals / A. Dziewonski, S. Bloch, M. Landisman // Bulletin Seismological Society of America. – 1969. – Vol. 59. – P. 427-444.
55. Emery, W.J. Data Analysis Methods in Physical Oceanography / W.J. Emery, R.E. Thomson. – 2nd edition. – Elsevier, 2001. – 638 p.
56. Fine, I.V. Japan's 2011 tsunami: characteristics of wave propagation from observations and numerical modeling / I.V. Fine, E.A. Kulikov, J.Y. Cherniawsky // Pure and Applied Geophysics. – 2013. – Vol. 170, No 6-8. – P. 1297-1307.

57. Foreman, M.G.G. Harmonic tidal analyses of long time series / M.G.G. Foreman, E.T. Neufeld // *International Hydrographic Review*. – 1991. – Vol. 68, No 1. – P. 85-108.
58. Hanson, J.A. Dispersive and reflected tsunami signals from the 2004 Indian Ocean tsunami observed on hydrophones and seismic stations / J.A. Hanson, J.R. Bowman // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32, No 17. – Article Number: L17606.
59. Hayes, G. Finite fault model. Updated result of the March 11, 2011 Mw 9.0 earthquake offshore Honshu, Japan / G. Hayes // USGS. Earthquake Hazards Program. – URL: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/%20usc0001xgp/finite_fault.php. (accessed: 15.09.2014).
60. Horrillo, J. Wave dispersion study in the Indian Ocean tsunami of December 26, 2004 / J. Horrillo, Z. Kowalik, Y. Shigihara // *Science of Tsunami Hazards*. – 2006. – Vol. 25, No 1. – P. 42-63.
61. Imamura, F. Review of tsunami simulation with a finite difference method // *Long-Wave Run-up Models* / eds. by H. Yeh, P. Liu, C. Synolakis. – London: World Scientific, 1996. – P. 25-42.
62. Kulikov, E. Dispersion of the Sumatra Tsunami waves in the Indian Ocean detected by satellite altimetry / E. Kulikov // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2006. – Vol. 8. – Article Number: ES4004.
63. Kulikov, Ye. A. Recovery of the shape of a tsunami signal at the source from measurements of oscillations in the ocean level by a remote hydrostatic pressure sensor / Ye.A. Kulikov, F.I. Gonzalez // *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections*. – 1996. – Vol. 345A. – P. 585.
64. Levin, B. *Physics of Tsunamis* / B. Levin, M. Nosov. – Springer, 2009. – 338 p.
65. Manifestation of the 2011 Great Tohoku tsunami on the coast of the Kuril Islands: A tsunami with ice / V. Kaistrenko, N. Razjigaeva, A. Kharlamov, A. Shishkin // *Pure Applied Geophysics*. – 2013. – Vol. 170. – P. 1103-1114.

66. Miles J.W., Lee Y.K. Helmholtz resonance of harbors // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1975. – Vol. 67. – P. 445-464.
67. Neumaier, A. Estimation of parameters and eigenmodes of multivariate autoregressive models / A. Neumaier, T. Schneider // *ACM Transaction Mathematical Software*. – 2001. – Vol. 27, No 1. – P. 27-57.
68. Scalable parallel programming with CUDA / J. Nickolls, I. Buck, M. Garland, K. Skadron // *Queue*. – 2008. – Vol. 6, No 2. – P. 40-53.
69. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space / Y. Okada // *Bulletin Seismological Society of America*. – 1985. – Vol. 75. – P. 1135-1154.
70. Olsen, K. Oscillations in a bay of arbitrary shape and variable depth / K. Olsen, Hwang L.S. // *Journal of Geophysical Research*. – 1971. – Vol. 76, No 21. – P. 5048-5064.
71. Pelinovsky, E.N. Hydrodynamics of tsunami waves / E.N. Pelinovsky // *Waves in Geophysical Fluids* / ed. by J. Grue, K. Trulsen. – Vienna: Springer, 1996. – P. 1-48. (Series: CISM International Centre for Mechanical Sciences; Vol. 489).
72. Platzman, G.W. Two-dimensional free oscillations in natural basins / G.W. Platzman // *Journal of Physical Oceanography*. – 1972. – Vol. 2, No 2. – P. 117-138.
73. Rabinovich, A.B. Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects / A.B. Rabinovich // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1997. – Vol. 102, No C6. – P. 12663-12676.
74. Rabinovich, A.B. Seiches and harbor oscillations / A.B. Rabinovich // *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*. – Singapore: World Scientific Publ., 2009. – P. 193-236.
75. Real-Time Deep-Ocean Tsunami Measuring, Monitoring, and Reporting System: The NOAA DART II Description and Disclosure / C. Meinig, S.E. Stalin, A.I. Nakamura, H.B. Milburn. – URL: http://www.ndbc.noaa.gov/dart/dart_ii_description_6_4_05.pdf (accessed: 15.09.2014).

76. Shallow water modeling in spherical coordinates: Equation formulation, numerical implementation, and application / R.L. Kolar, J.J. Westerink, R.A. Luettich Jr. // *Journal of Hydraulic Research*. – 1994. – Vol. 32, No 1. – P. 3-24.
77. Satake, K. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones / K. Satake, Y. Tanioka // *Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*. – Birkhäuser Basel, 1999. – P. 467-483.
78. Shevchenko, G. Characteristics of the 2011 Great Tohoku Tsunami on the Russian Far East Coast: Deep-water and coastal observations / G. Shevchenko, T. Ivelskaya, A. Loskutov // *Pure and Applied Geophysics*. – 2014. – Vol. 171, No 12. – P. 3329-3350.
79. Shevchenko, G.V. The Tohoku tsunami of 11 March 2011 as recorded on the Russian Far East / G.V. Shevchenko, T.N. Ivelskaya // *Science of Tsunami Hazards*. – 2012. – Vol. 31, No 4. – P. 268-262.
80. The 2009 Samoan and 2010 Chilean tsunamis recorded on the Pacific coast of Russia / G. Shevchenko, T. Ivelskaya, A. Loskutov, A. Shishkin // *Pure and Applied Geophysics*. – 2013. – Vol. 170, No 9-10. – P. 1511-1527.
81. The tsunamis of January 3, 2009 in Indonesia and of January 15, 2009 in Simushir as recorded in the south Kuril Islands / G.V. Shevchenko, A.G. Chernov, P.D. Kovalev et al. // *Science of Tsunami Hazards*. – 2011. – Vol. 30, No 1. – P. 43-61.
82. Tsunami measurements in bays of Shikotan Island / G. Shevchenko, A. Shishkin, G. Bogdanov, A. Loskutov // *Pure and Applied Geophysics*. – 2011. – Vol. 168, No 11. – P. 2011-2021.
83. Wang, S. Effect of dispersion on impulsive waves, / Wang S., B. le Mehaute, C. Lu // *Marine Geophysical Researches*. – 1988. – Vol. 9, No 1. – P. 95-111.
84. Welch, P.D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms / P.D. Welch // *IEEE Transactions on audio and electroacoustics*. – 1967. – Vol. 15, No 2. – C. 70-73.