УДК 550.3:551.24.02

СПУТНИКОВЫЙ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Сдельникова И.А. [1]***, Стеблов Г.М.*** [1,2]

[1] *ФИЦ «Единая геофизическая служба Российской академии наук», г. Обнинск, sdelnikova@gsras.ru*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, steblov@ifz.ru*

Введение

Развернутые во многих сейсмически опасных регионах достаточны густые сети спутниковых геодезических измерений позволяют исследовать пространственные вариации деформационных процессов с высокой разрешающей способностью, а наличие многолетних измерений позволяет проследить вариации таких процессов по времени. Изучение пространственно-временных вариаций деформационных процессов в сейсмически активных регионах позволяет усовершенствовать модели глубинных тектонических процессов и изучить закономерности их развития на разных стадиях сейсмического цикла, и в частности, на стадии подготовки и реализации сильнейших землетрясений.

Наиболее активные геодинамические процессы на Земле, приводящие к сильнейшим землетрясениям, происходят в зонах субдукции. Большая часть зон субдукции расположена в акваториях мирового океана, и, как следствие, происходящие землетрясения носят цунамигенный характер. Часто наибольший ущерб наносит не само землетрясение, а возникающие в его результате волны цунами. Подавляющее большинство катастрофических цунами являются следствием мелкофокусных субдукционных землетрясений. К таким событиям относятся парные Симуширские землетрясения 15.11.2006 г. Mw=8.3 и 13.01.2007 г. Mw=8.1 и Великое Японское землетрясение 11.03.2011 г. Mw=9.1, произошедшие в Курило-Камчатской и Японской зонах субдукции. Многолетние наблюдательные сети спутниковых геодезических измерений Курило-Камчатского и Японского регионов позволили исследовать пространственно-временные вариации деформационных процессов и сейсмические деформации сильнейших цунамигенных землетрясений данных регионов.

Межплитовые деформации в зонах субдукции

При изучении деформационных процессов мы исходим из общепринятых представлений, согласно которым распределение деформаций в нависающей континентальной окраине и, в частности, на ее поверхности обусловлено пододвиганием океанической плиты под континентальную и механическим сцеплением этих плит. Механическое сцепление между плитами приводит к накоплению напряжений, вызванных сжатием края континентальной плиты и изгибом океанической. Такой процесс может длиться десятилетия или столетия и соответствует межсейсмической стадии сейсмического цикла. Накопленные напряжения высвобождаются во время сильных землетрясений (сейсмическая стадия), а также сопровождающих эти землетрясения последующих переходных процессов на постсейсмической стадии.

Для количественного описания интенсивности накопления межплитовых напряжений в зонах субдукции мы используем кинематический коэффициент межплитового сцепления равный отношению скорости смещения подошвы нависающей плиты к скорости взаимного смещения плит. Значение данного коэффициента меняется в пределах от нуля при свободном проскальзывании до единицы при полном смыкании. Исходя из такой модели, пространственно-временные вариации коэффициента межплитового сцепления определяют деформированное состояние в зонах субдукции. Деформационные процессы в зонах субдукции, обусловленные взаимным движением и механическим сцеплением плит, проявляются в поверхностных смещениях, которые могут быть измерены геодезическими методами.

Спутниковые геодезические наблюдения

В Японском и Курило-Камчатском регионах развернуты три региональные сети станций глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) (рис. 1а), обеспечивающие непрерывный мониторинг смещений земной поверхности: Камчатская региональная сеть Единой геофизической службы РАН, Курильская сеть Института морской геологии и геофизики ДВО РАН и наиболее плотная сеть Японии. Большая часть станции на Курильских островах была установлена после парных Симуширских землетрясений либо незадолго до них. Первые станции Японской сети были

установлены в 1992 г., в настоящее время Японская сеть насчитывает более 1300 станций.

Основой для изучения поверхностных деформаций служат временные ряды положения станций ГНСС (рис. 1в). Формирование временного ряда может быть выполнено как в статическом режиме, который позволяет получать высокоточные оценки положения станций ГНСС, так и в более быстром кинематическом режиме, при котором возможно получение оценок положения станций в режиме реального времени. При статическом режиме обработки данных производится осредненная оценка положения станции за период от нескольких часов до нескольких суток, за счет этого устраняются высокочастотные инструментальные шумы и достигается максимально высокая точность получаемых оценок. При кинематическом режиме обработки данных выполняется оценка положения станции ГНСС без осреднения с интервалом регистрации прибора измерений, который обычно составляет от 1 секунды до 2 минут. Точность оценок косейсмических смещений при статическом режиме составляет миллиметры, при кинематическом режиме – сантиметры. При этом величина косейсмических смещений может составлять от нескольких сантиметров до нескольких метров на станциях, расположенных вблизи эпицентра. Так, например, Великое Японское землетрясение отразилось во временных рядах станций ГНСС одномоментными смещениями до 5 метров на станциях ближайших к эпицентру.

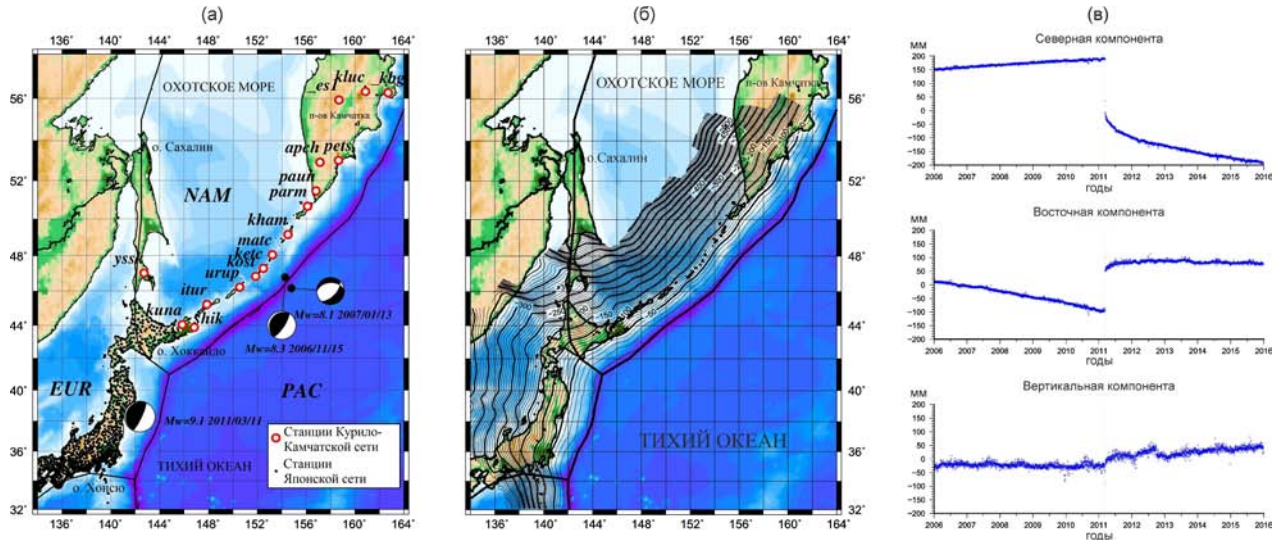


Рис. 1. а – схема расположения станций ГНСС в районе Японо-Курило-Камчатской островной дуги, аббревиатуры – названия станций, сплошная линия – границы плит, фокальные механизмы – очаги двух Симуширских и Великого Японского землетрясений; б – глубинное строение Японо-Курило-Камчатской сейсмогенной зоны; в – временной ряд положения станции 0209 Японской сети за период 2006 – 2016 г.

Характерные черты деформационных процессов, соответствующие различным стадиям сейсмического цикла, прослеживаются во временных рядах положения станций ГНСС: межсейсмическая стадия (линейный тренд смещения станций), сейсмическая (резкие скачкообразные изменения положения станции) и постсейсмическая (нелинейное изменение положения станции после сейсмических событий) (рис.1в.).

Моделирование межплитовых деформаций в зонах субдукции

Выявление в наблюдаемых поверхностных измерениях ГНСС составляющих, отражающих действие глубинных тектонических процессов, позволяет исследовать их путем решения обратной задачи в рамках моделей глубинного строения межплитовых границ. Для большей части зон субдукции геометрия зоны контакта плит определена достаточно детально. На рис. 1б. представлена трехмерная модель геометрии Японо-Курило-Камчатской зоны субдукции по данным [2].

Расчет поверхностных смещений осуществляется в рамках модели деформирования упругого слоистого полупространства в условиях дисклокации [3]. Сопоставление модельных и измеренных смещений земной поверхности позволяет решить обратную задачу по определению скорости смещения подошвы нависающей плиты, которая необходима для оценки межплитового сцепления. Указанная обратная задача сводится к системе линейных уравнений путем дискретизации области определения искомого параметра, адекватной густоте сети наблюдений. Решение системы уравнений достигается за счет минимизации невязки между модельными и наблюдаемыми смещениями земной

поверхности со сглаживанием [1].

Такой подход позволяет моделировать как быстрые смещения, произошедшие в ходе землетрясения, так и медленные межплитовые деформации, отражающие процесс накопления упругих напряжений.

Медленные межплитовые деформации Курило-Камчатской зоны субдукции

На основе многолетних данных Курило-Камчатской сети станций ГНСС построены пространственно-временные распределения межплитового сцепления для Курило-Камчатского зоны субдукции за период 2006-2014 гг. (рис.2).

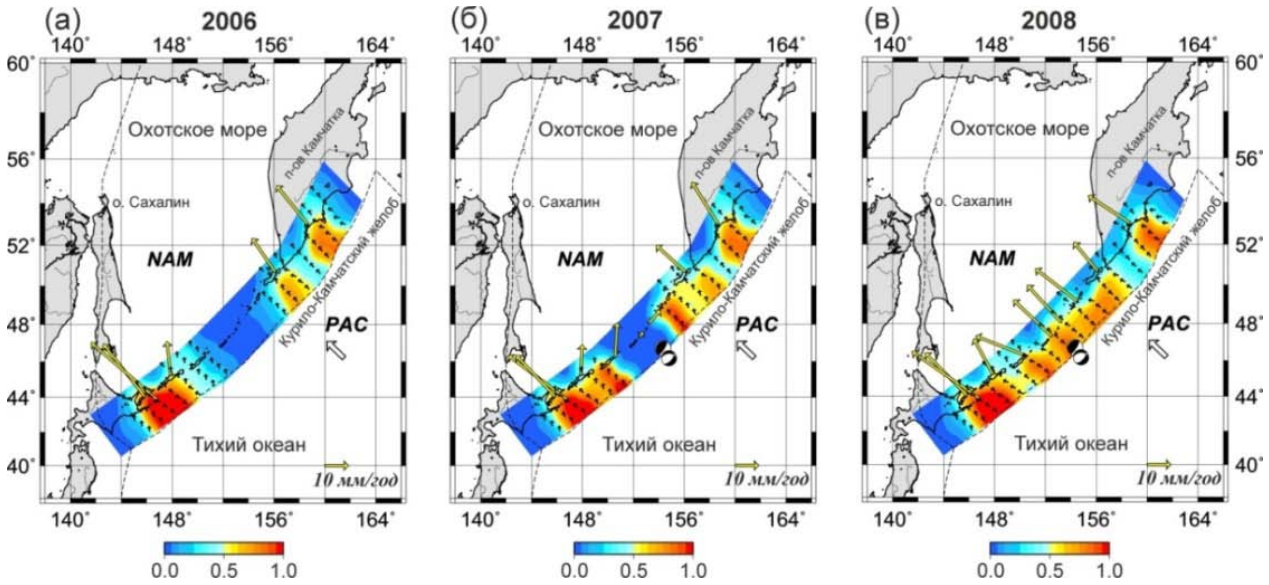


Рис. 2. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления для Курило-Камчатского региона. Механизмы очагов Симуширских землетрясений. Желтые стрелки –годовые оценки смещений станций ГНСС.

Сопоставление распределений межплитового сцепления с сильнейшими землетрясениями данного региона позволяет выявить некоторые особенности, характерные для разных стадий сейсмического цикла:

– Юго-западный и северо-восточный фланги Курильской гряды характеризуются стационарным характером распределения межплитового сцепления слабо меняющимся во времени, что характерно для межсейсмической стадии накопления упругих напряжений.

– После сильнейший землетрясений, произошедших в районе средних Курил наблюдается отсутствие межплитового сцепления (рис. 2б) в данной части сейсмофокальной зоны, что свидетельствует о разгрузке в ней накопленного ранее деформационного потенциала. Это позволяет принять указанные сейсмические события за начало отсчета для оценки последующего накопления сейсмогенного потенциала в межплитовой контактной зоне.

– Со временем сцепление в очаговой зоне проявляет тенденцию к восстановлению, что подтверждает начало нового цикла накопления упругих напряжений (рис. 4в).

Отсутствие предсейсмических измерений в центральной части Курил не позволило исследовать распределение межплитового сцепления перед Симуширским землетрясением 2006 г. и оценить насколько сопоставимо состояние зоны субдукции до и после сильнейшего межплитового землетрясения.

Медленные межплитовые деформации Японской зоны субдукции

Наличие многолетних спутниковых измерений как до, так и после Великого Японского землетрясения 2011 г. позволило исследовать особенности межплитовых деформаций Японского региона на разных стадиях сейсмического цикла и рассмотреть взаимосвязь косейсмических и предсейсмических деформаций. В рассматриваемом районе выявлены вариации межплитового сцепления, которые могут служить индикатором подготовки сильнейшего субдукционного землетрясения [1]. За 2 года до землетрясения 2011 г. формируется резкий латеральный градиент межплитового сцепления в области очага будущего события (рис.3а). На эту локальную особенность в 2010 г. накладывается расширение сцепленной зоны и вовлечение более обширной части

контактной зоны в обратное (субдукционное) смещение, что свидетельствует о резком возрастании интенсивности накопления напряжений (рис. 3б). В 2011 г. наложение этих двух факторов, предположительно, создало предпосылки для превышения предела прочности сформировавшейся локальной особенности сцепления и, как следствие, к срыву в виде землетрясения. Очаговая зона Великого Японского землетрясения совпала с расположением ступенчатого излома фронтальной границы полного сцепления и свободного проскальзывания, т.е. с областью максимального латерального градиента межплитового сцепления. Кроме того, если соотнести расположение очага с глубинным строением сейсмогенной зоны (рис. 1б), видно, что происходит подготовка подводного землетрясения в мелкофокусной части сейсмогенной зоны, и, как следствие, цунамигенного. Произошедшее землетрясение 2011 г. и последовавшее за ним катастрофическое цунами подтверждают сделанные предположения о цунамигенном характере ожидаемого события.

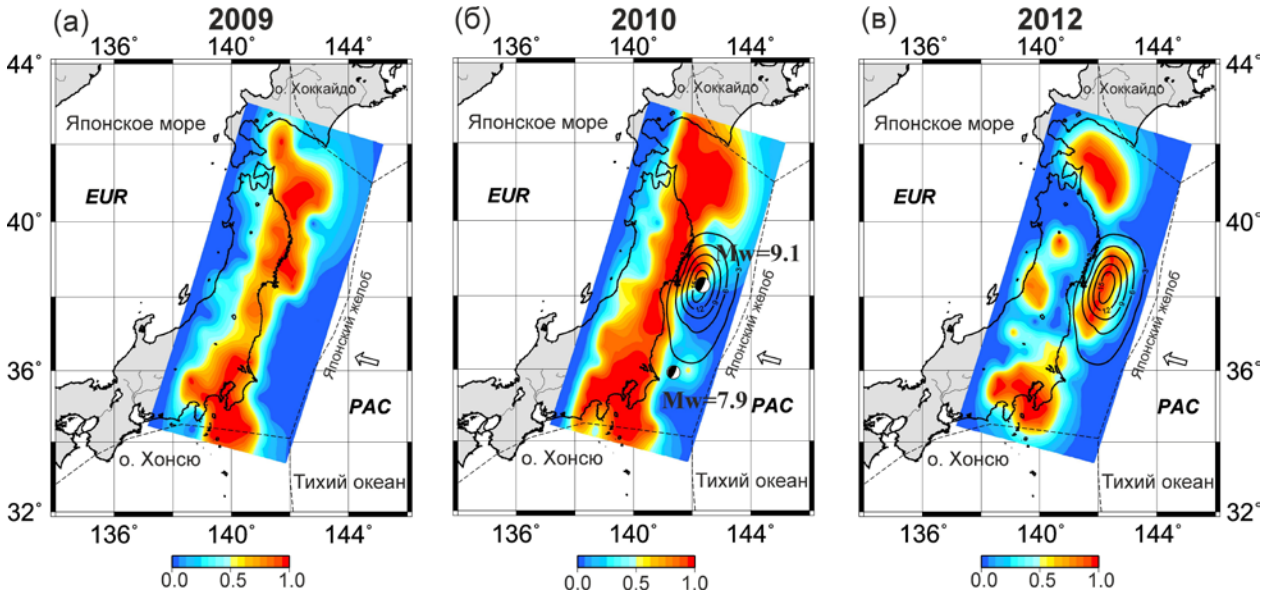


Рис. 3. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления для Японской зоны субдукции. Изолинии смещений в очаге Великого Японского землетрясения. Механизмы очага Великого Японского землетрясения и его сильнейшего афтершока Mw=7.9. EUA – Евразийская литосферная плита, PAC – Тихоокеанская литосферная плита.

После сильнейшего субдукционного землетрясения 2011 г. происходит разгрузка накопленных напряжений, которая проявляется как исчезновение межплитового сцепления в значительной части сейсмофокальной зоны, примыкающей к очагу данного события (рис. 3в). Со временем сцепление в Японской сейсмофокальной зоне проявляет тенденцию к восстановлению, и начинается новый цикл накопления упругих напряжений. По сравнению с Курило-Камчатской регионом время восстановления межплитового сцепления для Японии значительно дольше: 2–3 года.

Сейсмические деформации

Данные ГНСС о смещениях земной поверхности в момент землетрясения могут использоваться для оценки распределения смещений в очаге [5], что, в свою очередь, позволяет смоделировать поле смещений морского дна в эпицентре события и оценить его цунамигенный потенциал. При оценке цунамиопасности возникающего события серьезный вклад в генерацию цунами вносят как вертикальные, так и горизонтальные деформации морского дна в эпицентре. Для двух Симуширских и Великого Японского землетрясений построено распределенной подвижки в очаге землетрясения, поле вертикальных и горизонтальных смещений дня океана (рис.4-6) с использованием данных из [4,5].

Для землетрясения 15.11.2006 г. максимальное поднятие составило около 3 м (рис. 4б), при этом горизонтальное смещение достигало 7 м (рис. 4в). При землетрясении 13.01.2007 г. поднятие дна было незначительное и составило 0.4 м, а опускание составило более 2 м, что объясняется сбросовым типом данного землетрясения (рис. 5б). Вертикальное поднятие дна океана во время Великого Японского землетрясения в пике превышало 5 м (рис. 6б), значительная по площади часть поверхности дна в эпицентральной области сместилась в горизонтальном направлении больше чем на 6 м (рис. 6в). Каждое из указанных событий породило трансокеанское цунами.

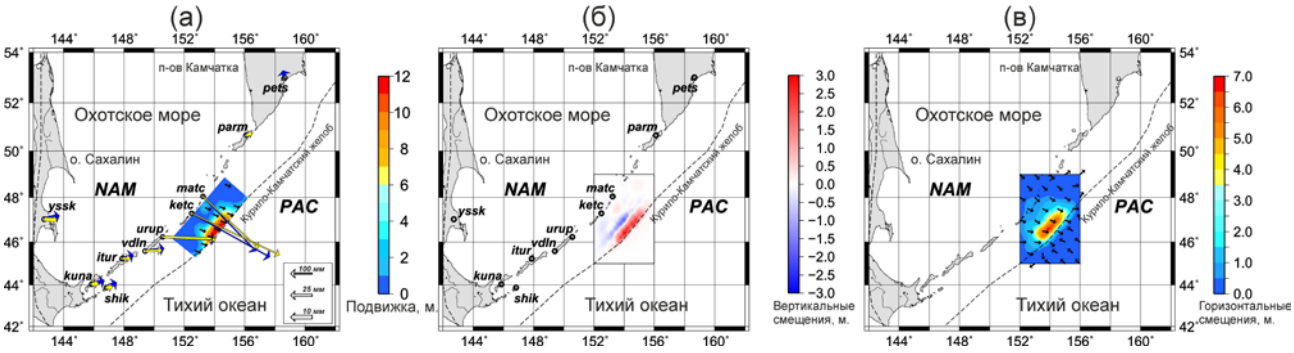


Рис. 4. Первое Симуширское землетрясение 15.11.2006 г.: а – распределение подвижки в очаге; б – поле вертикальных поднятий дна океана в эпицентре; в – поле горизонтальны смещений дна океана.

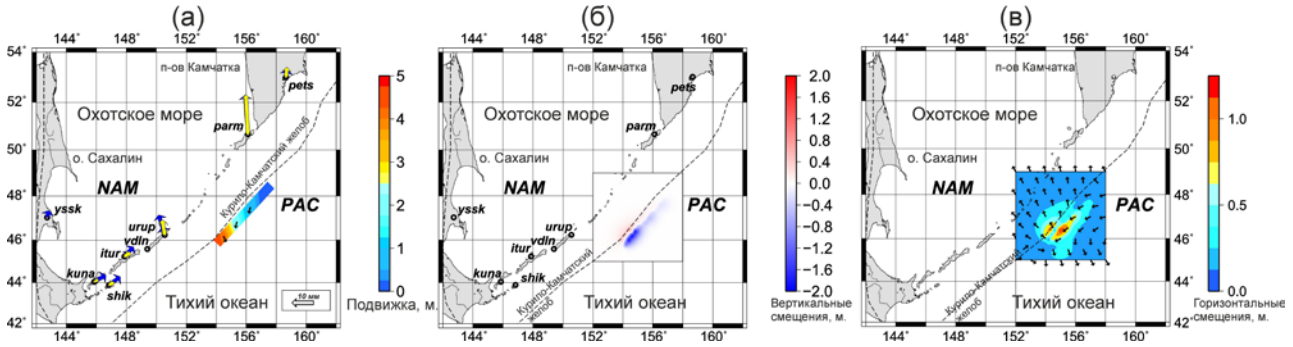


Рис. 5. Второе Симуширское землетрясение 13.01.2007 г.: а – распределение подвижки в очаге; б – поле вертикальных поднятий дна океана в эпицентре; в – поле горизонтальны смещений дна океана.

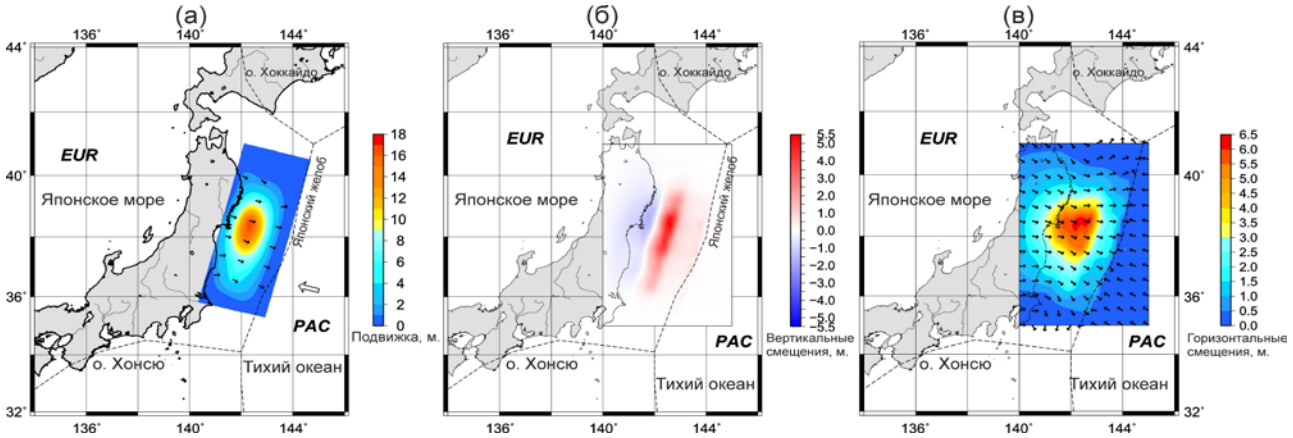


Рис. 6. Великое Японское землетрясение 11.03.2011 г.: а – распределение подвижки в очаге; б – поле вертикальных поднятий дна океана в эпицентре очага; в – поле горизонтальны смещений дна океана.

Распределения вертикальных и горизонтальных смещений морского дна в эпицентрах землетрясений являются начальными условиями при моделировании распространения цунами, а благодаря современным каналам связи и вычислительной технике могут быть получены практически в режиме реального времени, сразу по мере прихода волны сейсмических смещений на станции ГНСС. Хорошо заметный сигнал приходит со скоростью поверхностных волн, которая на порядок выше скорости волны цунами. Это обуславливает возможность практического применения технологии ГНСС для раннего оповещения о цунами.

Существовавшие до недавнего времени системы оповещения о цунами базировались в значительной степени на сейсмических данных в части определения параметров очага. Однако зачастую сейсмические методы не дают достаточной точности в реальном масштабе времени, что необходимо для своевременного предупреждения об опасности цунами. Совместное использование сейсмических и спутниковых геодезических данных позволяет значительно усовершенствовать существующие системы оповещения о цунами по оперативности и точности.

Заключение

Спутниковый геодезический мониторинг смещений земной поверхности обеспечивает комплексный подход к изучению деформационных процессов в сейсмически активных регионах. Исследование пространственно-временных вариаций деформаций позволяет расширить понимание глубинных тектонических процессов и изучить закономерности их развития на разных стадиях сейсмического цикла. В режиме близком к реальному времени спутниковый геодезический мониторинг позволяет выявлять и наблюдать процессы подготовки и реализации сильнейших землетрясений, а также оценивать их цунамигенный потенциал на стадии подготовки.

Список литературы

1. *Сдельникова И.А., Стеблов Г.М.* Мониторинг цунамигенных землетрясений методами спутниковой геодезии // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. №1. С. 46–55.

2. *Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L.* Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. No. B01302. P.1–15.

3. *Pollitz F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // Geophys. J. Int. 1996. Vol. 125. No. 1. P. 1–14.

4. *Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P.* Geodetic slip model of the 2011 M 9.0 Tohoku earthquake // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. No. L00G08.

5. *Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I.* Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. No. L22306. P. 1–5.