

УДК 550.3:551.24.02

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ ЯПОНСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

© 2019 г. Г. М. Стеблов^{1,2*}, И. А. Сдельникова²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

*E-mail: steblov@ifz.ru

Поступила в редакцию 28.04.2018 г.

Принята в печать 03.12.2018 г.

В настоящей работе предложен подход для моделирования деформаций в зонах субдукции по данным о смещениях земной поверхности, регистрируемых методами спутниковой геодезии. Разработана методология для выявления пространственных и временных вариаций деформаций в зонах субдукции. На основе предложенного подхода исследованы вариации деформационных процессов в межплитовой контактной зоне в районе Японских островов на разных стадиях сейсмического цикла. Рассмотрен вопрос о возможности выявления процесса подготовки сильнейших межплитовых землетрясений по данным спутниковой геодезии, предложены возможные признаки такого процесса.

Ключевые слова: сейсмический цикл, зона субдукции, межплитовое сцепление, спутниковая геодезия.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019489-98>

ВВЕДЕНИЕ

Деформации в зонах субдукции связаны с наиболее активными геодинамическими процессами на Земле. Для изучения деформаций земной поверхности широко применяются методы космической геодезии, основанные на глобальных навигационных спутниковых системах (ГНСС). Высокая точность современных спутниковых геодезических измерений и достаточно плотные сети в ряде подвижных регионов предоставили возможность изучения не только пространственных, но и временных вариаций деформационных процессов в зонах субдукции. Это позволяет рассмотреть связь деформаций с развитием сейсмичности и изучить особенности деформационных процессов на разных стадиях сейсмического цикла, и, в частности, на стадии подготовки сильнейших землетрясений.

Для количественного описания межплитовых деформаций в зонах субдукции представляется оправданным использовать такую кинематическую характеристику, которая позволяет описывать детальные пространственно-временные вариации деформаций в межплитовой контактной зоне.

Одна из наиболее плотных сетей непрерывных спутниковых геодезических наблюдений расположена на Японских островах (в настоящее время уже более 1300 станций). Данный регион относится к числу самых сейсмически активных на Земном шаре. Сильнейшее землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. привело к обширному изменению напряженно-деформированного состояния как на поверхности, так и в подстилающих слоях данного района. Плотная и достаточно обширная сеть станций спутниковых измерений позволила проследить эти вариации как до, так и после указанного события.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

Особенностью Японии является ее расположение в области взаимодействия четырех литосферных плит, конфигурация которых является дискуссионным вопросом. Для ее описания предложен ряд моделей, которые различаются по количеству, размерам, наименованиям и видам взаимодействия литосферных плит (рис. 1), например, [Bird, 2003; DeMets, 2010; Seno et al., 1996]. Эта неопределенность объясняется,

в первую очередь, сложностью точного определения границы между Североамериканской (NAM) и Евразийской (EUR) литосферными плитами. Некоторые модели предполагают, что северный Хонсю и Хоккайдо принадлежат Североамериканской плите, другие проводят границу между Североамериканской и Евразийской через Хоккайдо, и это означает, что большая часть Японии принадлежит Евразийской плите. Выделение Охотоморской (ОКН) и Амурской (AMU) микроплит в данном регионе привели к формированию дополнительных моделей движения плит, различающихся границами указанных микроплит [Габсатаров, 2015; Савостин и др., 1982; Argus et al., 2011]. В модели NUVEL-1 A не выделяются Амурская и Охотоморская микроплиты [DeMets et al., 1994]. В современной 25-плитной модели MORVEL [DeMets et al., 2010] выделяется Амурская плита, в расширенной модели MORVEL56 добавлена и Охотоморская микроплита [Argus et al., 2011]

Две из четырех указанных плит, на которых расположены Японские острова, являются континентальными: Евразийская (Амурская) и Североамериканская (Охотоморская микроплита); и две являются океаническими: Филиппинская

и Тихоокеанская. Взаимодействие этих плит приводит к формированию различных типов границ в данном районе, таких как субдукционная, коллизионная, трансформная граница и тройное сочленение [Ребецкий, Полец, 2014].

Конфигурация плит в районе Японских островов сложна и дискуссионна, однако все модели схожи в том, что Тихоокеанская плита пододвигается под северную часть острова Хонсю. Скорость пододвигания океанической плиты под континентальную составляет 8.5 см/год в случае, если нависающей является Североамериканская, и 9.6 см/год в случае, если таковой является Евразийская [Kogan, Steblou, 2008]. Профиль погружающейся плиты изучен достаточно детально. В работе [Hayes et al., 2012] представлена трехмерная модель погружающейся Тихоокеанской плиты (рис. 2). Данная модель получена на основе совместного анализа нескольких независимых каталогов данных: исторических каталогов землетрясений, решений GlobalCMT, активного сейсмического профилирования, глобальных границ плит, батиметрии и данных о толщине осадков [Hayes et al., 2012].

Высокая скорость пододвигания океанической плиты под континентальную обуславливает высокую сейсмичность данного региона.

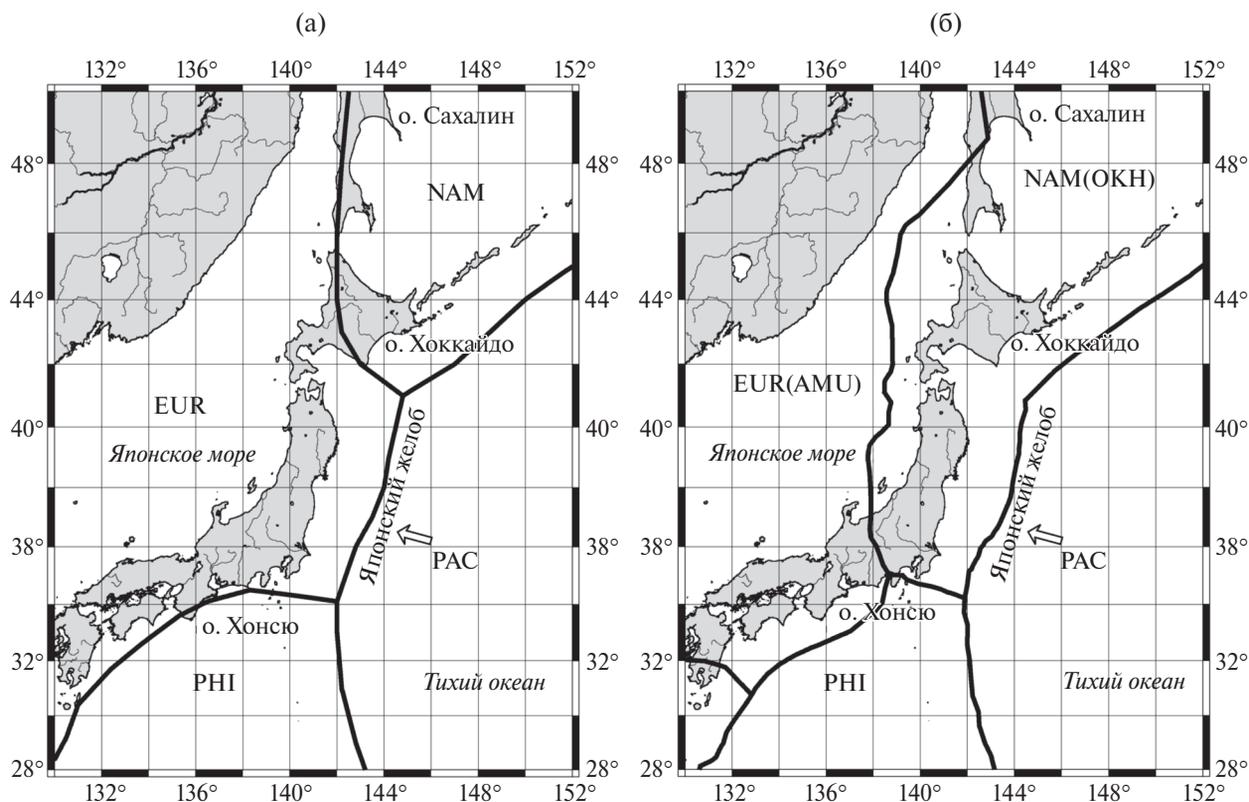


Рис. 1. Границы литосферных плит в районе Японских островов: (а) – по модели NUVEL-1 A [DeMets et al., 1994]; (б) – по модели MORVEL25 [DeMets et al., 2010] и MORVEL56 [Argus et al., 2011].

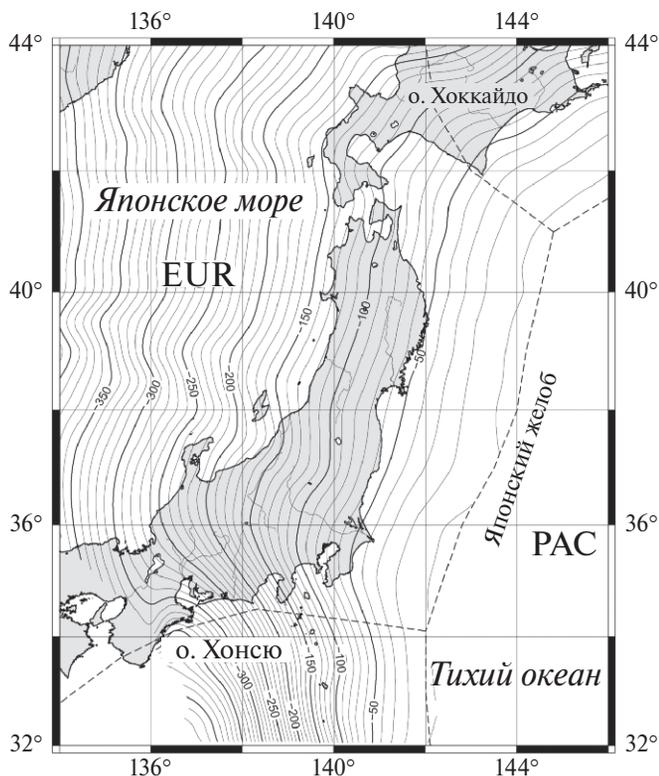


Рис. 2. Изолинии глубины погружающейся Тихоокеанской плиты по данным USGS (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>).

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТОХОКУ 11.03.2011

11.03.2011 г. в 05 ч 46 мин по Гринвичскому времени у восточного побережья острова Хонсю (Япония, префектура Тохоку) произошло катастрофическое землетрясение с $M = 8.8-9.1$ (по разным оценкам), которое привело к возникновению разрушительного цунами [Маловичко и др., 2011; Diao et al., 2011; Shao et al., 2011]. Ввиду повсеместного развития сейсмостойкого строительства в Японии, наибольший ущерб существующей инфраструктуре (в частности, авария на АЭС Фукусима-1) был нанесен не столько самим землетрясением, сколько порожденной им волной цунами. Эпицентр события располагался в Тихом океане на материковом склоне примерно в 120 км восточнее побережья острова. Гипоцентр очага располагался на границе Тихоокеанской плиты и континентальной [Трубицын, 2012].

По данным Японского метеорологического агентства (JMA) [<http://www.jma.go.jp>], событие 11 марта 2011 г. признано сильнейшим в истории страны и вошло в десятку сильнейших землетрясений за всю историю сейсмических наблюдений в мире, поэтому в японской литературе это землетрясение именуют также Великим землетрясением Тохоку.

Линейные размеры облака афтершоков $L = 450$ км, $W = 150$ км [Рогожин, 2011], $L = 550$ км, $W = 300$ км [Маловичко и др., 2011], размеры очага землетрясения $L = 500$ км, $W = 200$ км [Watanabe et al., 2014]. Приведенные размеры облака афтершоков и соответствующей очаговой зоны говорят о том, что землетрясение затронуло значительную часть сейсмофокальной области. Следовательно, при сопоставлении косейсмических деформаций с развитием межсейсмических процессов необходимо рассматривать конечную модель очага, которая может быть построена по спутниковым геодезическим данным.

СПУТНИКОВЫЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В РАЙОНЕ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

Первые станции непрерывных ГНСС-измерений были установлены в 1992 г. Институтом географических исследований Японии в центральной части о-ва Хонсю (регионы Канто и Токай). К апрелю 1996 г. Японская сеть уже насчитывает 610 станций непрерывного наблюдения. К 1998 г. было установлено уже около 1000 станций с шагом покрытия 20 км [Kato et al., 1998]. В настоящее время Японская геодезическая сеть GEONET под управлением Японского агентства геопространственной информации (GSI) насчитывает более 1300 станций непрерывного наблюдения (рис. 3). Таким образом, достаточно плотное и равномерное покрытие Японских островов пунктами ГНСС-наблюдений в течение длительного периода (начиная с 1996 г.) как до, так и после сильнейшего землетрясения Тохоку, дает широкие возможности для изучения пространственно-временного распределения деформаций земной поверхности на всех стадиях сейсмического цикла. В настоящем исследовании была использована наблюдательная информация по сети GEONET, предоставленная Японским агентством геопространственной информации в виде временных рядов ежесуточных положений станций ГНСС в международной общеземной системе отсчета ITRF2005. Предоставленные вместе с временными рядами исходные спутниковые измерения и спецификации процесса обработки, в частности, использование программного обеспечения Bernese [Dach et al., 2015] и прецизионной спутниковой эфемеридной информации из Международной службы ГНСС (IGS), позволяют уверенно верифицировать надежность координатных оценок и трансформировать их в другие системы

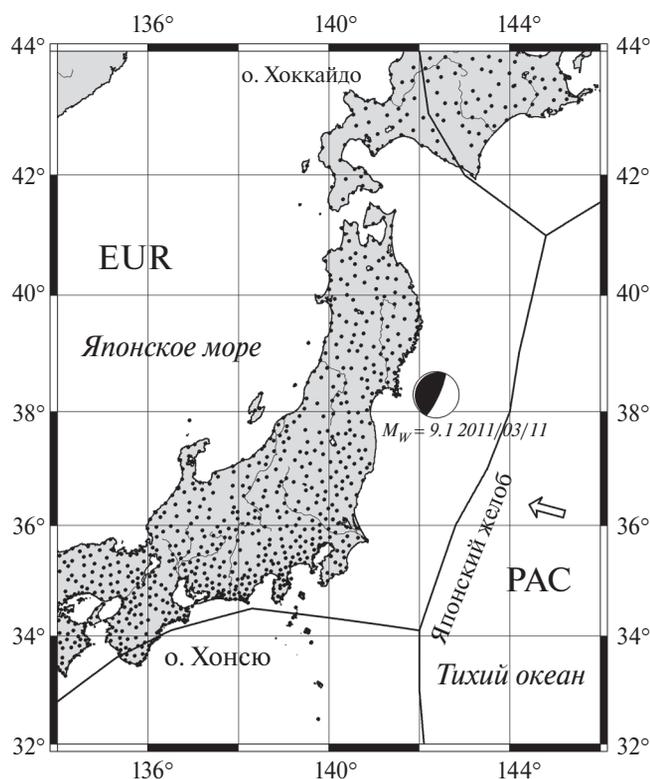


Рис. 3. Схема расположения станций Японской сети GEONET и механизм очага землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. Границы плит согласно модели NUVEL-1A. Прозрачная стрелка – направление субдукции Тихоокеанской плиты.

отсчета. В данной работе анализ смещений станций ГНСС сети GEONET был выполнен в системе отсчета, связанной с Евразийской плитой.

Длительный межсейсмический период проявляется во временных рядах смещения станций ГНСС доминированием линейной зависимости на фоне других короткопериодических вариаций (рис. 4). При этом продолжительный линейный тренд может меняться вследствие перераспределения деформационных напряжений. Преобладающее западное направление движения станций в межсейсмический период согласуется с направлением субдукции Тихоокеанской плиты под континентальную. Сейсмические события отражаются во временных рядах в виде ступенчатых смещений. Землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. отразилось во временных рядах станций одномоментными смещениями величиной от 5 метров вблизи эпицентра до нескольких сантиметров на большом удалении [Diao et al., 2011]. После землетрясения Тохоку во всех временных рядах станций, расположенных на о. Хонсю наблюдаются заметные постсейсмические смещения (рис. 4), затухающие с различной интенсивностью. Движение этих станций направлено в сторону океана противоположно к направлению субдукции. Кроме того, временные ряды содержат шумы различного происхождения, а также сезонные компоненты с периодом в год и полгода, связанные с различными

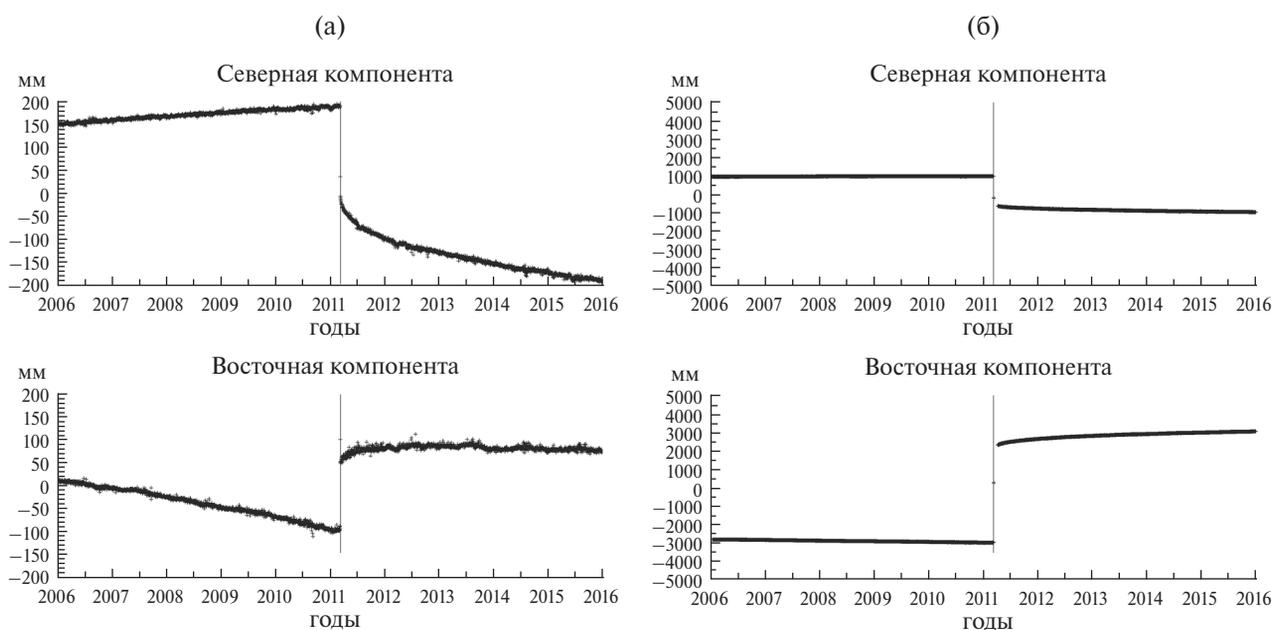


Рис. 4. Временные ряды смещения станций Японской сети за период 2006–2016 гг.: (а) – станция ГНСС 0024; (б) – станция ГНСС 0550.

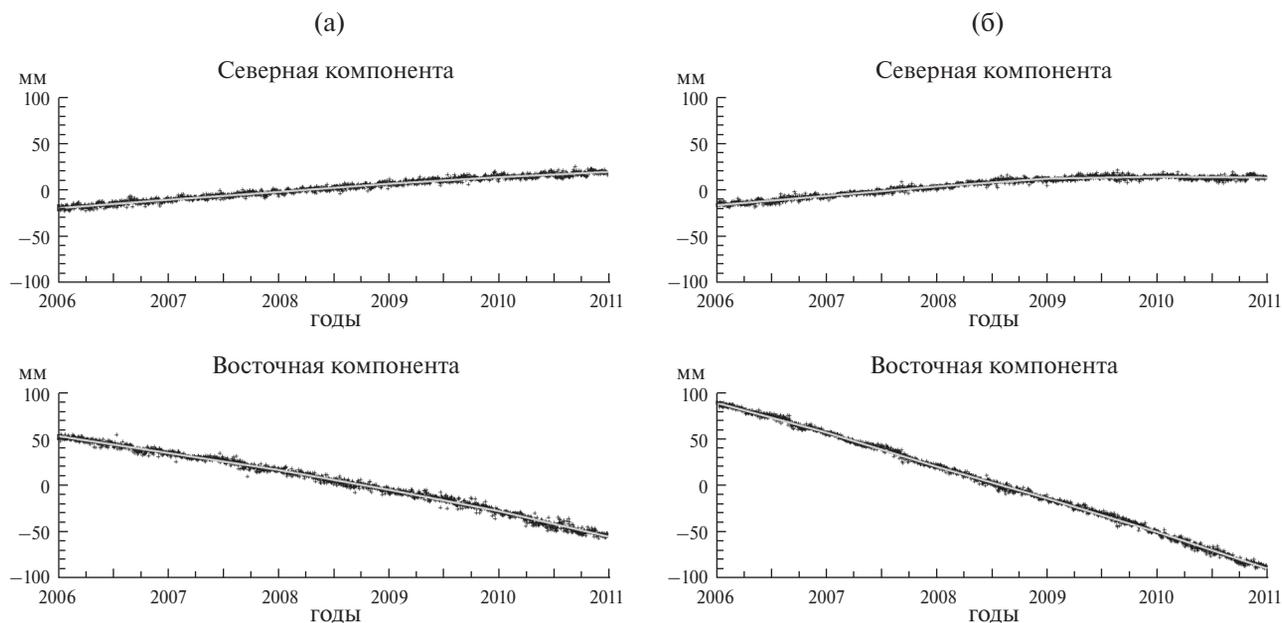


Рис. 5. Отфильтрованные временные ряды смещений станций Японской сети за период 2006–2011 гг.: (а) — 0024, (б) — 0550. Серая линия — непрерывная кусочно-линейная аппроксимация с интервалом осреднения, равным 1 году.

природными явлениями и инструментальными особенностям самих измерений.

Разделение всех перечисленных составляющих во временных рядах возможно благодаря характерным признакам их временной зависимости. Для выявления компонент, отражающих именно межплитовое сцепление, исходные временные ряды аппроксимируются регрессионной моделью, которая позволяет достаточно уверенно оценивать практически все перечисленные компоненты [Габсатаров, 2012; Nikolaidis, 2002]. Вычитание всех слагаемых с характерной нелинейной временной зависимостью позволяет получить отфильтрованный временной ряд, вариации которого следует ассоциировать с изменениями межплитового сцепления. Статистически значимое выделение таких вариаций возможно при достаточно продолжительном периоде осреднения, который значительно превосходит характерный период инструментальных шумов. Период осреднения, обеспечивающий приемлемую точность результирующих скоростей, составляет 1 год (рис. 5). Из-за большей погрешности определения вертикальной составляющей смещений станций ГНСС, в расчетах применяются только данные по горизонтальным компонентам.

Полученные в результате описанной фильтрации вариации скоростей движения станций спутниковых геодезических наблюдений позволяют оценить пространственно-временное распределение деформаций в рассматриваемом регионе.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УПРУГИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

В данной работе рассматривается общепринятая модель, согласно которой деформации в зоне субдукции обусловлены сцеплением погружающейся и нависающей плит [Ruff, Kanamori, 1980]. Данное сцепление предполагается неоднородным. В качестве причин неоднородностей, как правило, предполагаются неравномерность распределения силы трения и механических свойств контактной зоны, а также наличие неровностей-выступов погружающейся плиты. В этих областях происходит накопление напряжений и их высвобождение во время сильных землетрясений [Трубицын, 2012].

В рамках рассматриваемой модели распределение деформаций в нависающей континентальной окраине определяется скоростью подвига под нее океанической литосферы и степенью их взаимного сцепления. Если скорость субдукции океанской плиты U_{subd} можно считать стабильной в течение периода, на много порядков превосходящего период наблюдений в несколько лет, то в отношении межплитового сцепления следует допустить заметные вариации во времени, обусловленные как медленным межсейсмическим перераспределением, так и быстрым перестроением в ходе землетрясений.

В качестве количественной характеристики описания межплитовых деформаций в зонах

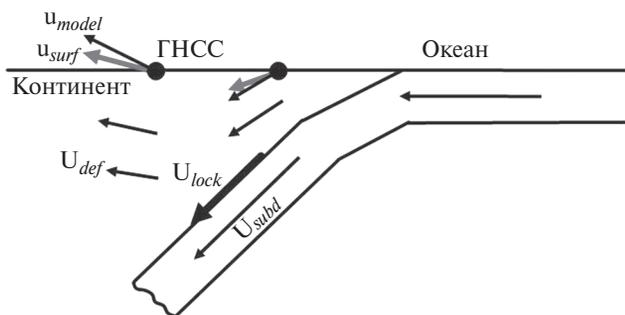


Рис. 6. Схема смещений в зоне субдукции.

субдукции представляется целесообразным использовать коэффициент межплитового сцепления, который определяется как отношение скорости смещения нижнего края нависающей плиты к скорости взаимного смещения плит: U_{lock} / U_{subd} (рис. 6). Значение U_{lock} / U_{subd} , равное 1, соответствует полному сцеплению, равное 0 – свободному проскальзыванию. Исходя из такой модели, пространственно-временные вариации этого коэффициента определяют деформированное состояние в зонах субдукции.

В рассматриваемой модели скорости U_{def} смещений в нависающем крыле континентальной плиты, и, в частности, на ее поверхности u_{surf} , определяются скоростью смещения ее нижнего края U_{lock} вдоль контактной зоны S через свертку с функцией Грина $G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s)$:

$$U_{def}(\mathbf{r}) = \iint_S G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) U_{lock}(\mathbf{r}_s) dS. \quad (1)$$

Существует несколько общеизвестных подходов для вычисления функции Грина: в наиболее общем виде теоретические соотношения представлены в работе [Молоденский и др., 2016]; также теоретические основы и их практическая реализация предложены в работе [Pollitz, 1996].

Измерения скоростей поверхностных смещений u_{surf} могут быть сопоставлены с модельными скоростями u_{model} , что позволяет решить обратную задачу по оценке скорости U_{lock} с целью определения межплитового сцепления U_{lock} / U_{subd} . Решение данной задачи сводится к минимизации модифицированной целевой функции, включающей не только минимизацию невязки модельных u_{model} и наблюдаемых скоростей u_{surf} смещений, но и норму искомого решения:

$$U_{lock}(\mathbf{r}_s): \min_{U_{lock}(\mathbf{r}_s)} \left\{ \sum_i \left| \iint_S G(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) U_{lock}(\mathbf{r}_s) dS - u_{surf, i} \right|^2 + \alpha \|U_{lock}(\mathbf{r}_s)\|^2 \right\}, \quad (2)$$

где α – это положительный параметр регуляризации, i – индекс суммирования по наблюдательным пунктам. Выбор параметра регуляризации α выполняется из условия статистического согласия между итоговыми невязками и погрешностями исходных измерений, а именно, статистика χ_{red}^2 найденного решения U_{lock} должна удовлетворять условию:

$$\chi_{red}^2 = \frac{1}{n} \sum_i \frac{\left| \iint_S G(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) U_{lock}(\mathbf{r}_s) dS - u_{surf, i} \right|^2}{\sigma_i^2} \rightarrow 1, \quad (3)$$

где: σ_i – ошибка измерений в i -ой точке наблюдения; n – количество пунктов наблюдения.

Корректное решение соответствующей обратной задачи, т. е. определение непрерывного распределения коэффициента межплитового сцепления U_{lock} / U_{subd} по дискретному набору поверхностных смещений u_{surf} достигается путем адекватной дискретизации искомого распределения, соответствующей детальнойности покрытия исходных данных, и привлечения известных физических ограничений на область возможных решений. Физически разумными представляются ограничения по величине и направлению искомого вектора скорости смещения нижнего края нависающей плиты U_{lock} . Максимально возможное значение для скорости смещения нижнего края нависающей плиты наблюдается в случае полного смыкания нависающей и подстилающей плит и равно скорости субдукции U_{subd} :

$$|U_{lock}| \leq |U_{subd}|. \quad (4)$$

При этом угол отклонения направления искомого вектора U_{lock} от направления взаимного движения плит в контактно зоне U_{subd} не должен превышать заранее выбранного значения.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕЖПЛИТОВОГО СЦЕПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ЯПОНСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Методология построения пространственно-временного распределения деформаций в зонах субдукции предполагает пространственную дискретизацию контактной зоны с выбором ее внешних границ и размеров элементов внутреннего разбиения. Верхняя граница области дискретизации определяется осью глубоководного желоба; нижняя граница выбирается исходя из глубины сейсмогенерирующей зоны,

значение которой по разным оценкам составляет 50–100 км для рассматриваемого Японского региона [Tichelaar, Ruff, 1993; Suwa et al., 2006]. Во избежание необоснованных ограничений нижняя граница области моделирования выбирается заведомо глубже приведенных значений и составляет 125 км (рис. 7).

Для дискретизации область моделирования сейсмофокальной зоны аппроксимируется набором прямоугольных элементов с переменным углом падения, соответствующим профилю погружающейся плиты (рис. 7). Выбор прямоугольников в качестве элементов разбиения обусловлен наличием программного пакета для вычисления свертки функции Грина с вектором смещения по разрыву прямоугольной формы [Pollitz, 1996]. Размер прямоугольного элемента задавался в соответствии с пространственной разрешающей способностью измерительной сети спутниковых геодезических наблюдений и выбирался минимально возможным, при котором получалось устойчивое решение обратной задачи. В результате применения численных тестов на устойчивость получаемого распределения размер прямоугольного элемента был выбран 50×50 км.

Результат применения описанной методики в виде пространственно-временного

распределения межплитового сцепления в Японском регионе показан на рис. 8. С целью выявления взаимосвязи предсейсмических и косейсмических деформаций в данном регионе распределение сцепления было сопоставлено с распределением косейсмических подвижек в очаге сильнейшего землетрясения Тохоку 11.03.2011. Анализируя полученные распределения, можно выделить следующие особенности:

1. Пространственные распределения межплитового сцепления не согласуются с теми представлениями, согласно которым сейсмофокальная зона постоянно находится в состоянии полного сцепления по всей глубине, которое нарушается исключительно сейсморазрывами во время межплитовых субдукционных землетрясений. Вдоль контактной зоны существуют как области полного сцепления, так и области свободного проскальзывания.

2. В 2007–2008 гг. в области к востоку от Тихоокеанского побережья о. Хонсю (в районе 142 в. д., 36 и 38° с. ш.) формируются локальные неоднородности межплитового сцепления, где в 2008 г. происходит серия межплитовых землетрясений (рис. 8б, 8в), которые разгрузили данную часть сейсмофокальной зоны. Следствием этого стал срыв одной из областей повышенного сцепления

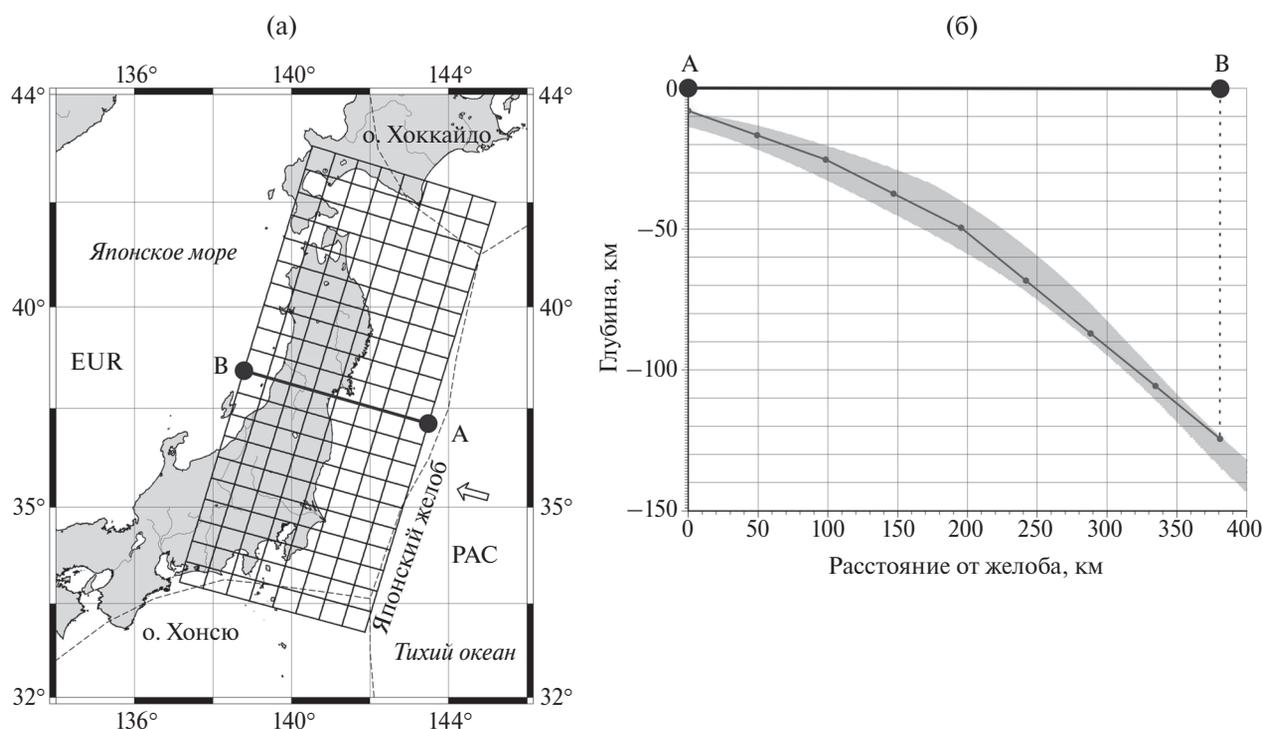


Рис. 7. Аппроксимация поверхности Японской сейсмофокальной области: (а) – проекция на горизонтальную поверхность; (б) – вертикальный разрез вдоль линии АВ, серой полосой показан профиль погружающейся плиты по данным USGS (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>).

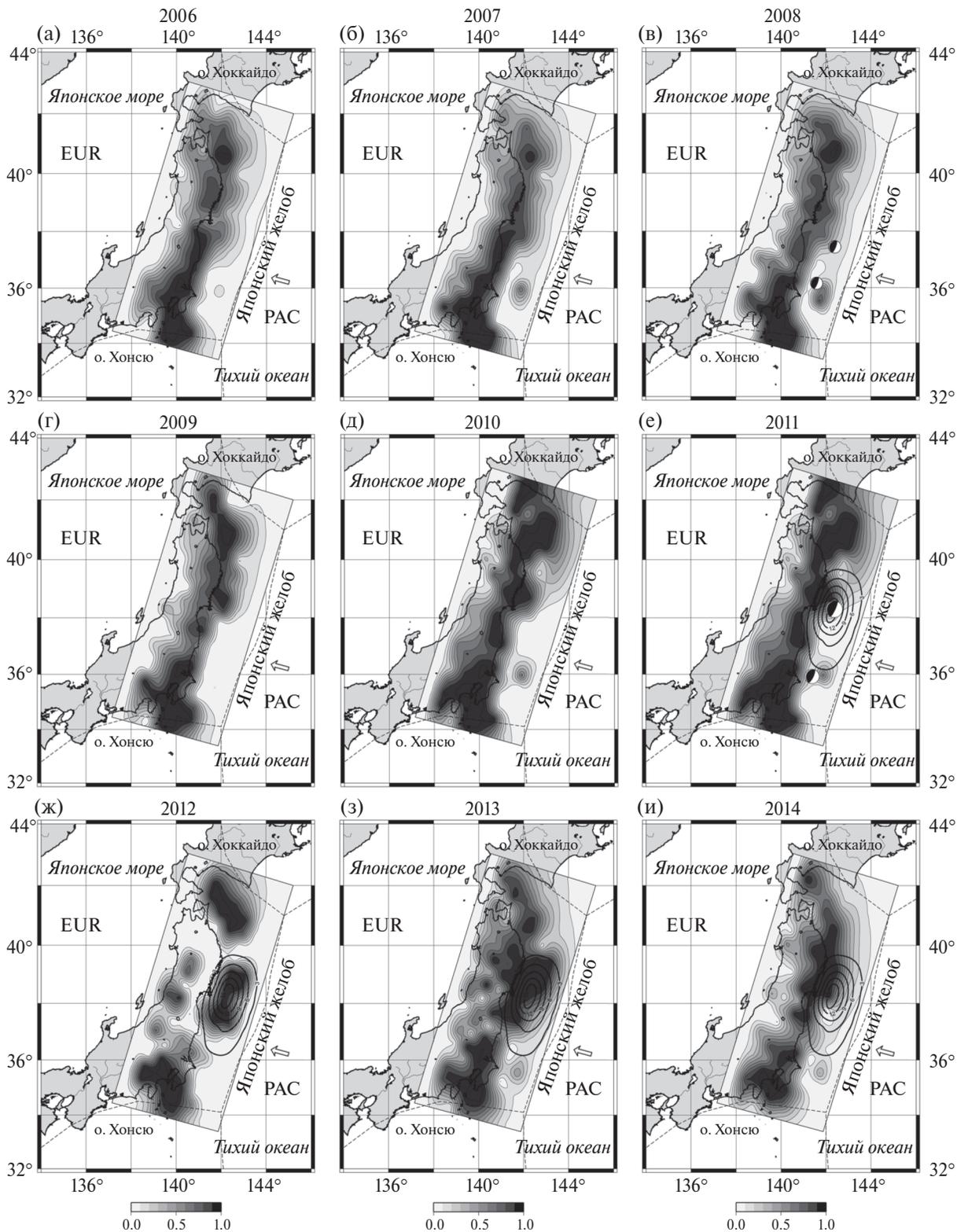


Рис. 8. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления для Японской зоны субдукции. Изолинии смещений в очаге землетрясения Тохоку 11.03.2011 (е)–(и). На рис. (в) указаны механизмы очагов землетрясений: 07.05.2008 $M_w=6.8$ и 19.07.2008 $M_w=6.9$. На рис. (е) указаны механизмы очага землетрясения Тохоку и его сильнейшего афтершока с $M_w=7.9$.

(в районе 142 в. д., 36° с. ш.) и возникновение в смежной области (в районе 142 в. д., 38° с. ш.) резкого латерального градиента межплитового сцепления в направлении простирания межплитовой контактной зоны (рис. 8г). Это означает начало смещения ранее сцепленной части нависающей плиты в сторону океана в режиме свободного скольжения, которое совпадает с направлением косейсмической подвижки будущего землетрясения (рис. 8г). В 2010 г. на эту локальную особенность (в районе 142 в. д., 38° с. ш.) накладывается вовлечение более обширной, в частности, более глубокой части контактной зоны в обратное (субдукционное) смещение (рис. 8д). В 2011 г. наложение этих двух факторов, предположительно, создало предпосылки для превышения предела прочности сформировавшейся локальной особенности сцепления и, как следствие, привело к срыву в виде землетрясения Тохоку (рис. 8е).

3. Очаговая зона землетрясения Тохоку 2011 г. совпала с областью максимального градиента межплитового сцепления, т. е. оказалась на границе полного сцепления и свободного проскальзывания ранее сцепленной зоны. Через 30 минут после основного толчка произошел сильнейший афтершок $M_w = 7.9$ в повторно сформировавшейся смежной области локальной неоднородности (рис. 8е).

4. После сильнейшего субдукционного землетрясения 2011 г. наблюдается разгрузка накопленных напряжений, которая проявляется как значительное ослабление, вплоть до исчезновения межплитового сцепления в значительной части сейсмофокальной зоны, примыкающей к очагу данного события (рис. 8ж). Со временем сцепление в Японской сейсмофокальной зоне проявляет тенденцию к восстановлению, что подтверждает начало нового цикла накопления упругих напряжений (рис. 8ж — 8и).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плотная сеть ГНСС-станций длительного непрерывного наблюдения Японского региона позволила рассмотреть детальные пространственно-временные вариации деформационных процессов в сейсмофокальной области. Исследованная область Японской зоны субдукции проявляет неравномерный характер межплитового сцепления вдоль контактной зоны: здесь прослеживаются как участки максимального сцепления, так и области свободного скольжения, что исключает возможность полного сцепления всей сейсмофокальной зоны.

Рассмотрена взаимосвязь предсейсмических и косейсмических деформаций и показана

возможность выявления процесса подготовки сильнейшего межплитового землетрясения по данным спутниковой геодезии. Сильнейшее субдукционное землетрясение произошло в зоне максимального градиента межплитового сцепления по простиранию контактной зоны. Перед сильнейшим Японским землетрясением 2011 г. зафиксированы как локальные временные вариации в зоне максимального градиента сцепления, так и вариации, охватывающие всю сейсмофокальную зону.

После сильнейшего Японского землетрясения наблюдается перестроение межплитового сцепления и его значительное ослабление в области очага землетрясения, что свидетельствует о разгрузке накопленных напряжений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-35-50036).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Габсатаров Ю.В.* Вариации скорости деформирования земной коры в тектонически активных регионах. Материалы третьей тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН. 2012. Т. 1. С. 150–153.
- Габсатаров Ю.В.* Кинематика микроплит в Северо-Восточной Азии: дисс. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.10. М. 2015. 193 с.
- Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Габсатарова И.П., Коломиец М.В., Чепкунас Л.С.* Катастрофическое землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г. в Японии // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47. № 1. С. 5–16.
- Молоденский С.М., Молоденский М.С., Бегитова Т.А.* 3D-модели медленных движений земной коры и верхней мантии в очаговых зонах сейсмоактивных областей и их сравнение с высокоточными данными наблюдений. 1. основные соотношения // Физика Земли. 2016. № 5. С. 25–36.
- Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 469–506.
- Рогожин Е.А.* Землетрясение Тохоку 11.03.2011 ($M = 9.0$) в Японии: тектоническая позиция очага, макросейсмические, сейсмологические и геодинамические проявления // Геотектоника. 2011. № 5. С. 3–16.
- Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В.* Современная тектоника плит Охотоморского региона // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 961–965.
- Трубицын В.П.* Изгибные деформации плит в модели сильных субдукционных землетрясений // Физика Земли. 2012. № 2. С. 3–13.

- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C.* Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. № 11. P. 1–13
- Bird P.* An updated digital model of plate boundaries // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4. № 3. P. 1–52.
- Dach R., Lutz S., Walser P., Fridez P.* User manual of the Bernese GNSS Software, Version 5.2. Astronomical Institute. University of Bern. 2015. 884 p.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 20. P. 2191–2194.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80.
- Diao F., Xiong X., Ni S., Zheng Y., Ge C.* Slip model for the 2011 Mw 9.0 Sendai (Japan) earthquake and its Mw 7.9 aftershock derived from GPS data // *Chin. Sci. Bull.* 2011. V. 56. P. 1999–2005.
- 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. № B01302. P. 1–15.
- Kato T., El-Fiky G.S., Oware E.N., Miyazaki S.* Crustal strains in the Japanese Islands as deduced from dense GPS array // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. № 18. P. 3445–3448.
- Kogan M.G., Steblov G.M.* Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № B04416. P. 1–17.
- Nikolaidis R.* Observation of Geodetic and Seismic Deformation with the Global Positioning System: Ph. D. Thesis. University of California. San Diego. 2002. 265 p.
- Pollitz F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. № 1. P. 1–14.
- Ruff L., Kanamori H.* Seismicity and subduction process // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1980. V. 23. № 3. P. 240–252.
- Seno T., Sakurai T., Stein S.* Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № B5. P. 11305–11315.
- Shao G., Li X., Ji C., Maeda T.* Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves // *Earth Planets Space.* 2011. V. 63. P. 559–564.
- Suwa Y., Miura S., Hasegawa A., Sato T., Tachibana K.* Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № B4. P. 1–12.
- Tichelaar B.W., Ruff L.J.* Depth of seismic coupling along subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B2. P. 2017–2037.
- Watanabe S., Sato M., Fujita M., Ishikawa T., Yokota Y., Ujihara N., Asada A.* Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. № 16. P. 5789–5796.

Regularities in the Spatiotemporal Variations of Deformation Processes in the Region of Japan Subduction Zone

G. M. Steblov^{a,b,*} and I. A. Sdel'nikova^b

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Federal Research Center Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Obninsk, Kaluga region, 249035 Russia*

*E-mail: steblov@ifz.ru

Received April 28, 2018

The approach is proposed for modeling deformations in the subduction zones from the surface displacement data recorded by the methods of satellite geodesy. The technique is developed for revealing spatial and temporal variations in the deformations in the subduction zones. Based on the suggested approach, the variations in the deformation processes are studied in the interplate contact zone in the region of the Japanese islands at different stages of the seismic cycle. The possibility of identifying the preparation process of the strongest interplate earthquakes based on the satellite geodetic data is explored and the probable indications of this process are suggested.

Keywords: seismic cycle, subduction zone, interplate coupling, satellite geodesy