

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
НАУКИ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР  
ЕДИНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*



**Сдельникова Ирина Александровна**

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ  
ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ**

Специальность 25.00.10 Геофизика, геофизические  
методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

**Научный руководитель:**  
**доктор физико-математических наук, профессор РАН**  
**Григорий Михайлович Стеблов**

Обнинск – 2018

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Актуальность темы .....	6
Цель и основные задачи исследования.....	6
Результаты и их научная новизна.....	7
Основные положения, выносимые на защиту .....	8
Теоретическая и практическая значимость работы.....	8
Достоверность результатов .....	9
Личный вклад автора .....	9
Апробация работы и публикации.....	10
Структура и объем работы .....	10
Благодарности .....	12
ГЛАВА 1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ .....	13
1.1. Тектоника зон субдукции.....	13
1.2. Деформационные процессы в зонах субдукции .....	16
1.2.1. Сейсмический цикл .....	17
1.2.2. Модель асперити.....	18
1.2.3. Сейсмическое сцепление .....	21
1.2.4. Глубина сейсмогенной зоны.....	23
1.2.5. Моделирование деформационных процессов в зонах субдукции...	24
1.2.6. Кинематическая характеристика межплитового сцепления .....	27
1.3. Современная спутниковая геодезическая сеть станций .....	29
1.4. Временные ряды положений станций спутниковых геодезических наблюдений.....	31
1.5. Выводы к главе 1 .....	34

ГЛАВА 2. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ	35
2.1. Моделирование упругих деформаций в зонах субдукции	35
2.1.1. Моделирование деформаций в условиях дислокации	37
2.1.2. Оценка пространственного распределения деформаций по смещениям земной поверхности	39
2.1.3. Пространственная разрешающая способность данных по поверхностным смещениям	47
2.2. Оценка временных вариаций скоростей смещений земной поверхности	48
2.3. Регрессионный анализ временных рядов положений станций спутниковых геодезических наблюдений	48
2.4. Выводы к главе 2	51
ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ	53
3.1. Особенности тектонического строения и сейсмичности региона Курильской островной дуги	53
3.2. Симуширские землетрясения 2006-2007 гг.	57
3.3. Спутниковые геодезические наблюдения в районе Курильской островной дуги	59
3.4. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления в районе Курило-Камчатской зоны субдукции	64
3.5. Выводы к главе 3	67
ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ ЯПОНСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ	69

4.1. Особенности тектонического строения Японских островов.....	69
4.2. Землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. ....	72
4.3. Спутниковые геодезические наблюдения в районе Японских островов .....	74
4.4. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления в районе Японской зоны субдукции .....	78
4.5. Выводы к главе 4.....	82
<b>ГЛАВА 5. МОДЕЛИРОВАНИЕ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ ...</b>	<b>83</b>
5.1. Оценка косейсмических смещений земной поверхности по данным спутниковой геодезии.....	84
5.2. Распределение смещений в очагах сильнейших землетрясений .....	86
5.3. Практические меры по смягчению последствий от подводных землетрясений.....	89
5.4. Моделирование косейсмических смещений дна океана.....	91
5.5. Применение спутниковых геодезических методов для задач раннего оповещения о цунами .....	95
5.6. Выводы к главе 5.....	97
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>98</b>
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>101</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ 1 .....</b>	<b>117</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ 2 .....</b>	<b>120</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Зоны субдукции относятся к числу наиболее сейсмически активных областей на Земле. Здесь происходят самые глубокие и самые сильные землетрясения. Сильнейшие землетрясения в каждой зоне субдукции происходят довольно редко и высвобождают огромное количество напряжений, накопленных за сотни или даже тысячу лет, приводя к разрушительным последствиям. Однако, наибольшую угрозу представляют сильнейшие мелкофокусные субдукционные землетрясения с магнитудами  $M \geq 8$ , эпицентры которых расположены в акваториях между глубоководными желобами и островными дугами, и которые, как следствие, сопровождаются цунами.

Попытки оценить, что происходит в зонах субдукции и как в них реализуется деформационный потенциал (сейсмически и асейсмически), предпринимаются уже не одно десятилетие. До середины 90-ых годов динамика субдукционных регионов в основном анализировалась по совокупности данных об их сейсмичности и представлениях о глобальной кинематике литосферных плит. Существенный прогресс в изучении деформационных процессов связан с организацией в последние десятилетия (с середины 90-х годов) спутниковых геодезических измерений по всему земному шару и, в частности, во многих сейсмоактивных регионах, например: Япония, Курилы, Суматра, Чили и т.д. Спутниковые геодезические наблюдения регистрируют как быстрые, так и медленные процессы деформирования, включая ту их часть, которая не проявляется сейсмически, но приводит к аккумулярованию деформационного потенциала или к его разгрузке в ходе асейсмических процессов. Это позволяет изучать деформационные процессы различной природы в сейсмически активных регионах. Как отмечается в [Кузьмин, 2009], изучение пространственно-временной структуры современного напряженно-деформированного

состояния литосферы и зон тектонических нарушений является одним из наиболее важных вопросов современной геодинамики и тектонофизики.

### **Актуальность темы**

Высокая точность современных спутниковых геодезических измерений и достаточно густые сети в ряде подвижных регионов предоставили возможность изучения не только пространственных, но и временных вариаций деформационных процессов. Это позволяет изучать связь деформаций с развитием сейсмического процесса и выявлять особенности деформационных процессов на разных стадиях сейсмического цикла, и в частности, на стадии подготовки сильнейших землетрясений. Таким образом, изучение пространственно-временных вариаций деформационных процессов в зонах субдукции является актуальной задачей современной геофизики в свете проблем снижения рисков и смягчения последствий от сильнейших сейсмических событий, в том числе цунамигенных.

### **Цель и основные задачи исследования**

Целью данной работы является выявление особенностей деформаций в зонах субдукции на разных стадиях сейсмического цикла и, в частности, на стадии подготовки сильнейших землетрясений. Для достижения данной цели необходимо было решить следующие задачи:

1. Изучить существующие подходы к оценке сейсмогенерирующих свойств зоны субдукции в опубликованных ранее работах.
2. Произвести выборку и обработку исходных временных рядов спутниковых геодезических измерений, необходимых для выявления деформаций земной поверхности на разных стадиях сейсмического цикла.
3. Сделать обоснованный выбор физических и математических моделей для описания деформационных процессов в зонах субдукции.

4. Выполнить оценку пространственно-временного распределения деформаций в межплитовой контактной зоне в районе Курильских островов и Японии для выявления особенностей деформационных процессов в исследуемых регионах.

5. Проанализировать корректность использованного подхода на примере Курило-Камчатской и Японской зон субдукции.

6. Соотнести полученные распределения режимов межплитового сцепления с распределением сейсмотектонических деформаций в очагах сильнейших землетрясений.

### **Результаты и их научная новизна**

В настоящей диссертационной работе предложен подход к анализу и интерпретации деформационных процессов в зонах субдукции по данным космической геодезии. Разработана методология анализа временных вариаций поверхностных смещений, интерпретация которых служит основой для построения пространственно-временных вариаций деформаций в межплитовой контактной зоне.

Предложенная методология была использована для изучения пространственно-временного распределения деформаций в Курило-Камчатской и Японской зонах субдукции. Проанализированы различия деформационных процессов для отдельных сегментов Курильской дуги. Показана возможность выявления процесса подготовки сильнейшего межплитового землетрясения по данным космической геодезии. Исследована возможность применения спутниковых геодезических данных, получаемых в режиме реального времени, для оперативного оповещения о цунами.

## **Основные положения, выносимые на защиту**

1. Существует устойчивое обоснованное решение задачи определения характеристик межплитового сцепления в зонах субдукции по поверхностным смещениям.
2. Исследованные области Курило-Камчатской и Японской зон субдукции характеризуются сочетанием, как участков полного сцепления, так и зон свободного скольжения, что исключает возможность полного сцепления всей сейсмофокальной зоны.
3. Великое Японское землетрясение 2011 г., субдукционного типа, предварялось пространственно-временными вариациями распределения межплитового сцепления, которые могут служить индикатором подготовки такого события.
4. Сильнейшие землетрясения вызывают перераспределение межплитового сцепления и его значительное ослабление, что свидетельствует о разгрузке накопленных напряжений.

## **Теоретическая и практическая значимость работы**

Изучение особенностей пространственно-временных деформаций в сейсмически активных регионах позволяет расширить понимание процессов, приводящих к возникновению сильнейших землетрясений.

Выявление процесса подготовки дает возможность делать предположения о месте и времени возникновения сильнейших землетрясений. Локализация землетрясения по пространству позволяет выявлять цунамигенность данного события. А выявление возможной площади землетрясения позволяет оценить силу землетрясения и интенсивность цунами.

В работе показана возможность практического применения спутниковых геодезических данных для оперативного определения поднятия дна океана вследствие подводных субдукционных землетрясений с целью



определения кинематических характеристик возникающей волны цунами для задач раннего оповещения о цунами.

### **Достоверность результатов**

Достоверность полученных в диссертационной работе результатов достигается за счет корректной фильтрации исходных измерений, выбором адекватных математических и физических моделей исследуемых процессов, устойчивостью численных методов решения поставленных задач, применением общепринятых методов регуляризации некорректных обратных задач, применением статистических критериев согласованности и тестов на устойчивость.

### **Личный вклад автора**

Основные результаты, полученные лично диссертантом в ходе выполнения работы, включают:

1. Обзор ранее выполненных исследований по тематике диссертации.
2. Подбор спутниковых геодезических измерений.
3. Разработка всех необходимых алгоритмов, включая адаптацию и модификацию существующих.
4. Создание программных кодов для реализации разработанных алгоритмов и промежуточного анализа результатов.
5. Графическое представление окончательных результатов.
6. Анализ полученных результатов и формулировка основных выводов проводились совместно с научным руководителем – д.ф.-м.н., профессором РАН Г.М. Стебловым.

## **Апробация работы и публикации**

Основные результаты исследований были представлены на семинарах ФИЦ ЕГС РАН, а также на ряде международных и всероссийских конференций, в том числе:

на Десятой уральской молодежной научной школе по геофизике, Пермь, 2009 г.;

на Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, 2014 г.;

на Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, 2015 г.;

на Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, 2016 г.;

на Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН “Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле”, Москва, 2016 г.;

на Международной конференции “Global Challenges and Data-Driven Science” (CODATA 2016), Сочи, 2016 г.;

на XII Международной сейсмологической школе, г. Алматы (Казахстан), 2017 г.;

на международной конференции “Global Challenges and Data-Driven Science” (CODATA 2017), Санкт-Петербург, 2017 г.

Основные положения диссертационной работы опубликованы в 8 работах, 2 из которых в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК. Кроме того, одна публикация принята к печати в журнал «Вулканология и сейсмология».

## **Структура и объем работы**

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка используемой литературы и двух приложений. Общий объем работы составляет 116 страниц машинописного текста (без приложений), включая 42

рисунка и 2 таблицы. Список литературы содержит 149 библиографических наименований.

В первой главе дано описание тектонических процессов в зонах субдукции и показано развитие представлений о природе деформаций приводящих к сильным землетрясениям. Также рассмотрено современное состояние спутниковых геодезических сетей.

Во второй главе описаны методика моделирования деформаций в зонах субдукции и подходы решения обратных задач, возникающих при оценке пространственно-временного распределения деформаций по поверхностным смещениям.

В третьей главе приведен детальный анализ деформационных процессов в Курило-Камчатской зоне субдукции, построены пространственно-временные распределения деформаций в данной области.

В четвертой главе подробно рассматриваются пространственно-временные деформации в районе Японской зоны субдукции. Построены пространственно-временные распределение коэффициента межплитового сцепления в данной зоне субдукции.

В пятой главе проведено моделирование косейсмических деформаций земной поверхности в рассматриваемых регионах и исследована возможность мониторинга цунамигенных землетрясений по спутниковым геодезическим данным в оперативном режиме. Приведены результаты моделирования вертикальных смещений дна океана, вызванных Симуширскими землетрясениями 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. и Великим Японским землетрясением (Тохоку) 11 марта 2011 г. А также построены распределения подвижек в очагах указанных землетрясений.

В заключении приведены основные результаты исследований и выводы, полученные в настоящей работе.

## Благодарности

Представленная диссертация является результатом деятельности автора за период с 2009 по 2016 гг., в течение которого автор проходил обучение в заочной аспирантуре ИФЗ РАН и работал в секторе геодинамического мониторинга ФИЦ ЕГС РАН в г. Обнинск. Автор искренне выражает благодарность своему научному руководителю – главному научному сотруднику лаборатории спутниковых методов изучения геофизических процессов ИФЗ РАН, заведующему сектором геодинамического мониторинга ФИЦ ЕГС РАН д.ф.-м.н., профессору РАН *Григорию Михайловичу Стеблову* за неоценимую помощь на всех этапах выполнения работы.

Автор выражает благодарность д.т.н., члену-корреспонденту РАН *Алексю Александровичу Маловичко*, к.г.-м.н. *Горожанцеву Сергею Владимировичу* и к.т.н. *Юрию Анатольевичу Виноградову* (ФИЦ ЕГС РАН) за поддержку и проявленный интерес к работе; д.ф.-м.н., профессору *Юрию Олеговичу Кузьмину* и д.ф.-м.н., профессору *Валентину Олеговичу Михайлову* за внимательное обсуждение работы и ценные советы по ее дополнению; д.ф.-м.н. профессору *Игорю Александровичу Гарагашу*, д.г.-м.н., профессору *Евгению Александровичу Рогожину*, д.ф.-м.н. *Иосифу Липовичу Гуфельду*, к.ф.-м.н. *Игорю Михайловичу Алёшину* (ИФЗ РАН) за ценные дискуссии и проявленный интерес к работе; к.ф.-м.н. *Виталию Викторовичу Погорелову*, *Евгению Альбертовичу Фаттахову*, *Ларисе Витальевне Афанасьевой* (ИФЗ РАН) за техническую поддержку и внимание к ходу выполнения исследований; своим коллегам к.ф.-м.н. *Юрию Владимировичу Габсатарову* и к.ф.-м.н. *Ирине Сергеевне Владимировой* (ФИЦ ЕГС РАН) за поддержку и ценные советы по дополнению работы.

## **ГЛАВА 1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ**

Тектонические деформации в зонах субдукции связаны с наиболее активными геодинамическими процессами на Земле. В этих местах скорость конвергенции литосферных плит может достигать 10 см/год. Большая часть сейсмической энергии Земли (~90%) выделяется именно в зонах субдукции [Stern, 2002]. Здесь происходят как мелкофокусные, так и самые глубокофокусные землетрясения на Земле: глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013  $M_w=8.3$  с глубиной очага равной 611 км. Также здесь происходят самые сильные землетрясения на Земле, которые обычно сопровождаются разрушительными цунами: Великое Чилийское землетрясение 22.05.1960  $M_w=9.3-9.5$ , Суматранское 26.12.2004  $M_w=9.1-9.3$ , Тохоку 11.03.2011  $M_w=9.1$ . Большинство цунами (около 80%) являются результатом подводных субдукционных землетрясений [Носов, 2014].

Таким образом, изучение деформационных процессов подготовки сильных землетрясений в зонах субдукции является фундаментальной и практически значимой задачей современной геофизики.

### **1.1. Тектоника зон субдукции.**

Субдукция на конвергентных границах плит является одной из основных составляющих деформаций земной поверхности. В настоящее время зоны субдукции почти полностью обрамляют Тихий океан, протягиваются вдоль северо-восточной и северной окраин Индийского океана и окаймляют два относительно небольших участка западной окраины Атлантики. И если общая протяженность современных конвергентных границ плит составляет около 57000 км, то 45000 км из них приходится на субдукционные [Хаин и Ломизе, 2005] (рис. 1.1).

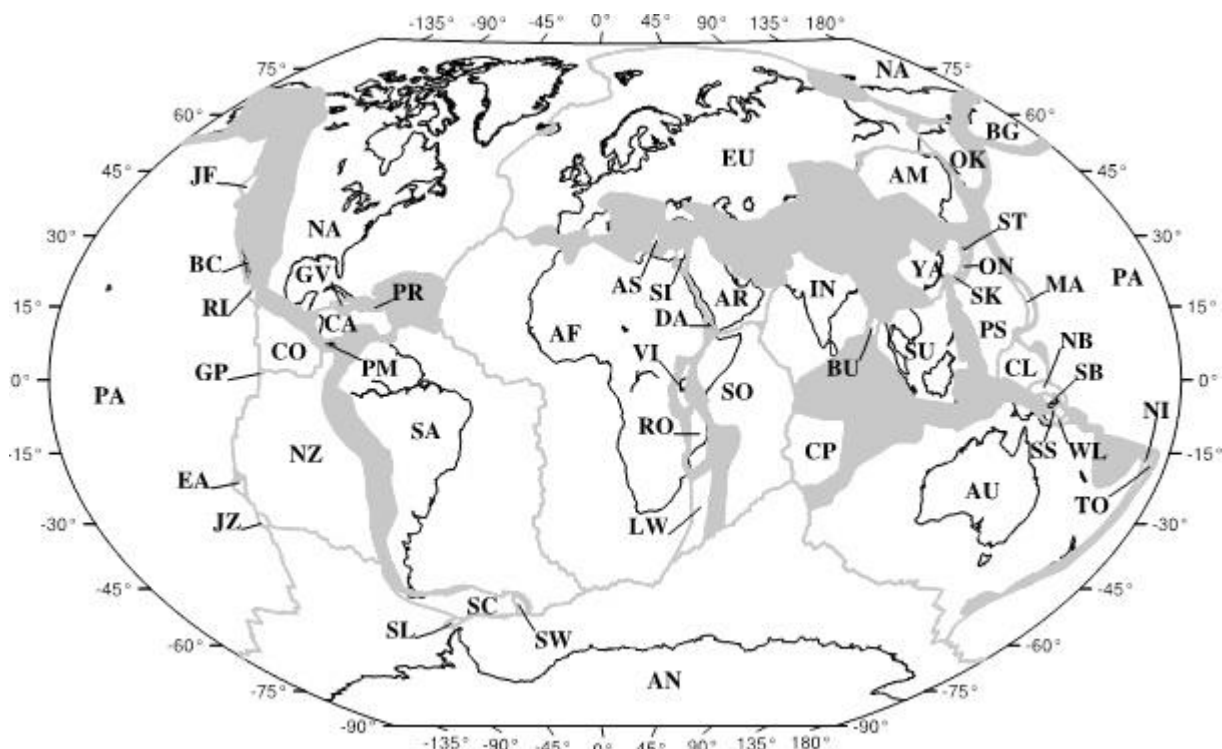


Рис. 1.1. Границы литосферных плит [Kreemer et al, 2014].

В истории Земли процессы субдукции проявлялись по крайней мере с позднего архея, т.е. с 3 млрд. лет назад, а возможно и раньше, хотя в несколько иной форме, чем в современную эпоху. Процессы, протекающие в зонах субдукции, очень сложны и разнообразны, поэтому японский геолог С. Уеда даже предложил выделять особую научную дисциплину – “субдуктологию” [Лобковский и др., 2004].

Современное представление о субдукции, как форме конвергентного взаимодействия литосферных плит, сложилось в 1960-х годах. Первые же достоверные сведения об этих структурах, как активных в тектоническом, сейсмическом и магматическом отношениях, появились намного раньше.

Так в 1930-х годах японский геофизик К. Вадати впервые определил сейсмофокальную зону, наклоненную от океана к континенту и уходящую от глубоководного желоба под вулканические цепи Японских островов, что свидетельствовало о высокой вероятности крупных поддвигов или надвигов по периферии Тихого океана [Сорохтин и Ушаков, 1991]. Эту идею поддержали как сейсмологи, продолжившие изучение сейсмофокальных зон

(Б. Гутенберг, Ч. Рихтер, а затем Х. Бенъоф, имя которого впоследствии стали использовать для обозначения таких сейсмических зон), так и геологи, в их числе А.Н. Заварицкий. А. Н. Заварицкий связал с этими зонами проявления островодужного и окраинно-континентального магматизма, которые в виде так называемого огненного кольца опоясывают Тихий океан, и высказал предположение о возможности пододвигания океанической коры под континенты в областях островных дуг.

К концу 60-х годов Г. Штилле высказал мысль, что образование глубоководных желобов, сопутствующих им отрицательных гравитационных аномалий и уходящих в мантию сейсмофокальных зон сопряжено с наклонным пододвиганием океанической земной коры; на определенной глубине она подвергается плавлению, порождая вулканические цепи, протянувшиеся параллельно желобу.

Несколько позже было установлено, что субдукции может подвергаться не только океаническая, но и континентальная кора. Одним из первых, кто указывал на возможность пододвигания одних континентальных блоков под другие, был швейцарский геолог А. Амштутц. Он в 1938 г. поддвиг и затягивание на глубину одних альпийских комплексов под другие обозначил термином “субдукция”. В связи с этим, А. Балли (1975) поддвиг континентальной коры (литосферы) предложил называть субдукцией типа А (в честь Амштутца), а поддвиг океанской коры (литосферы) – субдукцией типа Б (В) (в честь Бенъофа) [Лобковский и др., 2004].

Погружение океанской литосферы вызывает прогиб дна морского (океанского) бассейна и формирование глубоководных желобов, окаймляющих островные дуги или окраины континентов. Их осевая часть может считаться поверхностным выражением конвергентной границы (границы сходящихся плит). Глубина желобов относительно края примыкающего ложа океана составляет около 4 км и зависит от комплекса факторов, наиболее значимыми из которых являются – скорость субдукции и

возраст погружающейся плиты. Максимальная глубина может достигать 11022 м (Марианский желоб).

Первоначально положение и наличие зон субдукции намечалось по сейсмологическим данным в двумерном изображении; использование данных сейсмотомографии позволило перейти к трехмерному их изображению. Глубины, до которых прослеживаются зоны субдукции, варьируют в довольно широких пределах. Некоторые из них, в частности практически все за пределами Тихоокеанского кольца, не проникают ниже подошвы верхней мантии, достигая лишь 200-300 км глубины. Однако значительная часть (70%) современных зон субдукции – почти все на западной периферии Тихого океана и вдоль Южной Америки, уходят в пределы переходной зоны от верхней к нижней мантии, а многие из них, почти исключительно на западе Тихого океана, а также в Центральных Андах, достигают подошвы этой зоны. Отдельные зоны субдукции прослеживаются и ниже этой зоны [Лобковский и др., 2004].

Наклон каждой сейсмофокальной зоны меняется с глубиной в соответствии с конфигурацией слэба. Небольшие углы наклона у поверхности (10-35 град) с глубиной увеличиваются: сначала очень незначительно, затем обычно следует перегиб, за которым возможно и дальнейшее постепенное увеличение наклона до почти вертикального.

Общая концепция субдукции подтверждается множеством различных фактов и принята большинством специалистов мира.

## **1.2. Деформационные процессы в зонах субдукции**

В соответствии с концепцией тектоники плит, океаническая литосферная плита, образуется в районах срединно-океанических хребтов и движется, постепенно утолщаясь, в сторону океанических окраин. В зоне субдукции эта холодная океаническая плита вследствие столкновения с древней континентальной плитой погружается в мантию, при этом



происходит накопление деформаций в литосфере, которые определяют сейсмический режим в данном регионе.

### 1.2.1. Сейсмический цикл

Деформации литосферных плит, происходящие в окрестности активных субдукционных зон, отражают различные фазы сейсмического цикла. Данный цикл является повторяющимся во времени процессом, который обусловлен погружением слэба океанической плиты под континентальную и механической сцепленностью между этими плитами [Moreno et al, 2008].

Впервые понятие сейсмического цикла было введено Федотовым С.А. как «закономерное изменение сейсмического режима в данном месте в интервале времени между двумя землетрясениями максимальной силы, произошедшими в нем», который делится на три больших интервала: период афтершоков, период длительной стабилизации режима и период форшоков [Федотов, 1968]. В настоящее время обычно выделяют 4 основные фазы сейсмического цикла: межсейсмическую, предсейсмическую, сейсмическую и постсейсмическую [Касахара, 1985].

Во время межсейсмической фазы механическое сцепление между плитами приводит к накоплению упругих [Savage, 1975] напряжений, вызванных сжатием края континентальной плиты и изгибом океанической. Межсейсмическая фаза может длиться многие десятилетия, столетия и даже несколько тысяч лет до тех пор, пока не будет превышен предел прочности пород или же не будет преодолена сила трения, препятствующая взаимному смещению соприкасающихся плит [Kanamori, 1971]. Большая часть накопленного во время межсейсмической фазы упругого напряжения высвобождается во время сильных землетрясений (сейсмическая фаза), а также сопровождающих эти землетрясения постсейсмических процессов (постсейсмическая фаза), таких как: фрикционное асейсмическое развитие сейсморазрыва [Marone et al., 1991; Hsu et al., 2006] и (или) вязкоупругая

релаксация в астеносфере и верхней мантии [Pollitz, 1992; Rundle, 1978; Владимирова и др., 2011]

### 1.2.2. Модель асперити

Многие ученые, пытаясь понять процессы, происходящие в зонах субдукции, сосредоточили свое внимание на изучении сильнейших субдукционных землетрясений [Schwartz and Ruff, 1987]. Сильнейшие землетрясения являются индикатором напряженного состояния, вызванного движением плит, и высвобождают большую часть сейсмической энергии. Сильнейшие землетрясения распределены неравномерно вдоль различных зон субдукции по всей Земле [Ruff and Kanamori, 1983; Uyeda and Kanamori, 1979]. Наиболее сильные субдукционные землетрясения за последние 100 лет произошли в северной части Тихого океана, в Южной Америке и в Индийском океане, в то время как в других зонах субдукции, например в Марианской, отсутствуют крупные землетрясения [Ruff and Kanamori, 1983; Uyeda and Kanamori, 1979]. Количественное сравнение магнитуд сильнейших землетрясений в различных зонах субдукции выявило закономерную связь размеров крупных землетрясений с двумя параметрами: возрастом субдуцирующей литосферы и скоростью сближения плит [Ruff and Kanamori, 1983; McCaffrey, 1994; Kelleher and McCann, 1976]. Согласно работе [Ruff and Kanamori, 1983] самые крупные землетрясения происходят в зонах молодой литосферы и высокой скорости сближения плит, в то время как зоны со старой литосферой и малой скоростью сближения плит асейсмичны в отношении больших землетрясений.

Kanamori связал изменения в размере землетрясений вдоль различных зон субдукции с различием в механическом сцеплении этих зон [Ruff and Kanamori, 1983; Kanamori, 1971], которое связано со свойствами контактной поверхности между субдуцирующей и нависающей плитами.

Kelleher связал зависимость максимального размера землетрясений, характерных для данной субдукционной зоны, с геометрией зоны субдукции,

в частности, с шириной по падению зоны контакта двух плит [Kelleher et al, 1974]. Чем шире зона контакта и меньше угол наклона контактной поверхности, тем более крупные землетрясения происходят в данном месте.

Изучение закономерностей расположения очагов сильных землетрясений Японо-Курило-Камчатской зоны субдукции привело к созданию Федотовым (1965 г) концепции сейсмических брешей, согласно которой очаги сильнейших землетрясений имеют тенденцию не перекрывать друг друга и заполняют собой всю область субдукции с определенным интервалом повторяемости.

Позже Kanamori предложил модель асперити (рис. 1.2) для объяснения наблюдений, которые легли в основу концепции сейсмических брешей Федотова [Lay et al, 1982]. Модель асперити изначально развилась благодаря интерпретации лабораторных экспериментов по изучению силы трения в горных породах [Byerlee, 1967; Scholz and Engelder, 1976; Lay et al, 1982]. Данная модель предполагает, что вдоль субдукционной поверхности существуют неровности, в которых происходит сцепление поверхностей, называемые асперити [Byerlee, 1967; Ruff and Kanamori, 1980]. Причиной возникновения таких неоднородностей может являться геометрически неоднородное распределение силы трения или механические свойства контактной зоны [Lay et al, 1982], а также наличие неровностей-выступов погружающейся плиты [Гордеев и Павлов, 2009]. В областях асперити происходит накопление напряжений во время межсейсмической фазы, и их высвобождение во время сильных землетрясений. Поэтому оценка распределения смещения в очаге крупных землетрясений в первом приближении соответствует распределению областей асперити [Johnson and Satake, 1999; Steblou et al, 2008].

Область очага землетрясения зависит от распределения областей асперити вдоль субдукционного профиля (рис. 1.2). Следовательно, деформации, накапливаемые вдоль зоны субдукции, будут пропорциональны их площади [Ruff and Kanamori, 1983].

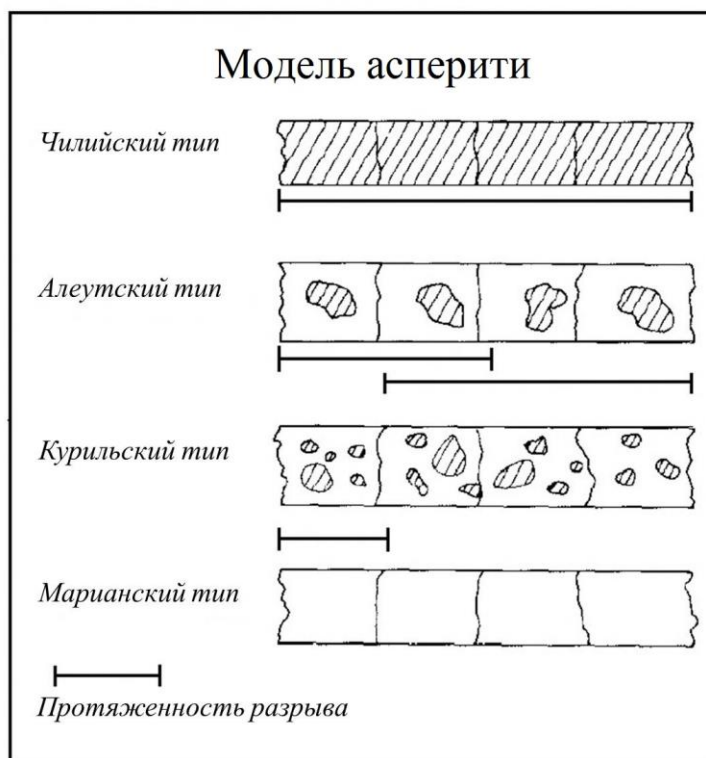


Рис. 1.2. Типы субдукционных зон по модели асперити, согласно [Lay et al, 1982].

Согласно модели асперити все зоны субдукции были поделены на 4 категории (рис. 1.2): Чилийский тип, Алеутский, Курильский и Марианский [Lay et al, 1982]. Чилийский тип: литосферная плита полностью сцеплена, и распределение областей асперити равномерно вдоль всей контактной поверхности. Для данного типа характерный размер сильных землетрясений достигает более 500 км в длину. Немного меньшего размера, но относительно равномерное распределение областей асперити характерно для Алеутского типа. Максимальный размер землетрясений до 500 км. Зоны Курильского типа содержат многочисленные области асперити разного размера, и возможные размеры землетрясений находятся в пределах 100-300 км. Марианскому типу характерно отсутствие больших областей асперити и, следовательно, отсутствие сильных землетрясений [Lay et al, 1982].

В работе [Ruff L. and Kanamori H., 1980] для классификации зон субдукции используется магнитуда  $M_w$  максимальных для данной зоны землетрясений как параметр, отражающий силу сцепления. В работе [Peterson and Seno, 1984] предполагается, что для этой цели больше подходит

выделившийся сейсмический момент, а в [Lay T. et al, 1982] использовали размер максимального для данной области землетрясения.

### 1.2.3. Сейсмическое сцепление

Для количественного описания взаимодействия между плитами в зоне субдукции в 1971 Канамори ввел коэффициент сейсмического сцепления, который определяется как отношение выделившегося сейсмического момента к накопленному моменту за весь сейсмический цикл [Kanamori, 1971].

Скалярный сейсмический момент для одного землетрясения определяется как  $M_0 = \mu US$ , где  $\mu$  - модуль сдвига,  $U$  - значение смещения по разрыву,  $S$  – площадь разрыва. Это определение может быть обобщено для зоны субдукции в целом:

$$\sum M_0 = \mu U_{seis} S_{sub} \quad (1.1)$$

где  $\sum M_0$  - сумма моментов межплитовых землетрясений в данной зоне субдукции в течение всего сейсмического цикла,  $U_{seis}$  - суммарное сейсмическое смещение между плитами, осредненное по всей контактной поверхности  $S_{sub}$ . При этом серия землетрясений должна включать сильнейшие (с магнитудой  $M \geq 8$ ), в ходе которых срабатывает вся сейсмофокальная зона и реализуется большая часть кумулятивной упругой энергии.

$$U_{seis} = \frac{\sum M_0}{\mu S_{sub}} \quad (1.2)$$

Данное выражение может использоваться для оценки сейсмической составляющей скорости смещения  $V_{seis}$  за определенный интервал времени  $T$  [Гордеев и Павлов, 2009]:

$$V_{seis} = \frac{U_{seis}}{T} \quad (1.3)$$

Тогда отношение сейсмической составляющей скорости смещения  $V_{seis}$  к скорости субдукции определяет коэффициент сейсмического сцепления:

$$\alpha = \frac{V_{seis}}{V_{subd}} \quad (1.4)$$

Полная скорость конвергенции плит  $V_{subd}$  в такой постановке вычисляется из глобальной модели движения плит NUVEL1, которая строилась по геологическим данным, с осреднением за 3 млн лет [DeMets et al., 1994].

Коэффициент сейсмического сцепления показывает какая часть накопленного напряжения высвобождается во время сейсмических событий. Значение  $\alpha = 1$  соответствует сильному сцеплению, т.е. все накопленное напряжение высвобождается во время землетрясений, значение  $\alpha = 0$  означает, что смещение вдоль зоны субдукции происходит в большей степени асейсмически [Peterson and Seno, 1984].

Подобная количественная характеристика дает представление о состоянии каждой отдельной сейсмофокальной зоны в целом с осреднением за достаточно продолжительное время (по крайней мере, между двумя последовательными сильнейшими землетрясениями). Детальные пространственно-временные особенности деформаций остаются за рамками такого представления.

Коэффициент сейсмического сцепления и сейсмическая составляющая скорости смещения, как мера сейсмической активности данного региона, определялся во многих работах: [Гордеев и Павлов, 2009; Hyndman et al., 1997; Ito et al, 2000; Pacheco et al, 1993; Peterson and Seno, 1984; Ruff and Kanamori, 1983; Tichelaar and Ruff, 1991].

В работе [Peterson and Seno, 1984] коэффициент сейсмического сцепления определен для 24 зон субдукции. Самое большое значение было получено для четырех зон: Чилийской, Аляскинской, Алеутской, Камчатской. Также для этих зон характерно большое значение суммарного сейсмического момента и большой размер очаговых зон сильных

землетрясений. К регионам с малым значением  $\alpha$  были отнесены: северное Перу, Рюкю, Идзу-Бонниская зона, Марианская и Ява. В работе [Peterson and Seno, 1984] максимальная глубина зоны контакта считалась одинаковой для всех зон и составляла 60 км.

Так как коэффициент сейсмического сцепления обратно пропорционален площади контакта, то для более точного определения значения этого коэффициента необходима точная ширина по падению сейсмогенерирующих зон [Pacheco et al, 1993]. В работе [Pacheco et al, 1993] была определена ширина сейсмогенных зон и переопределены значения коэффициента сейсмического сцепления для 19 зон субдукции. Ширина сейсмогенерирующих зон определялась по сейсмологическим данным, исходя из распределения по глубине межплитовых землетрясений с магнитудой  $M_w > 5.5$ . Ширина по падению сейсмогенных зон варьирует от 50 до 150 км для различных субдукционных зон [Pacheco et al, 1993].

#### **1.2.4. Глубина сейсмогенной зоны**

Субдукционная поверхность порождает землетрясения вдоль узкой сейсмогенерирующей зоны, которая состоит из хрупкого материала, где происходит накопление и высвобождение упругих деформаций [Scholz, 1989; Savage, 1975]. Выше и ниже этой области не происходит сильных землетрясений. Верхняя асейсмическая часть зоны контакта плит связана с наличием неконсолидированных осадков и может достигать глубины 5-15 км [Byrne et al, 1988; Bürgmann et al, 2005], что соответствует температуре 100 градусов, при которой происходит дегидратация осадков [Oleskevich et al., 1999]. Глубина нижней границы сейсмогенерирующей зоны находится в диапазоне 35 -70 км [Pacheco et al, 1993]. Ниже этой границы землетрясения могут происходить только внутри погружающейся плиты, так как погружающаяся плита соприкасается уже не с континентальной литосферой, а с астеносферой, где не могут накапливаться значительные сдвиговые деформации [Трубицын, 2012]. Это обусловлено увеличением температуры с

глубиной: при температуре выше  $300^{\circ}$  [Tichelaar and Ruff, 1993], по другим данным выше  $350^{\circ}$  [Hyndman et al, 1995], начинают ослабевать упругие свойства вещества, и соответственно, исключается возможность упругого накопления деформаций и их высвобождения в виде сильных землетрясений. Диапазону температур 300 (350) - 450 градусов соответствует переходная область от хрупкого состояния пород к пластичному [Scholz, 1989].

Основными факторами, влияющими на распределение температуры вдоль поверхности погружающейся плиты, являются толщина осадков океанической плиты, возраст плиты, скорость сближения плит, угол наклона погружающейся плиты [Hyndman et al, 1997], а также радиогенное излучение тепла [Tichelaar and Ruff, 1993].

В работе [Hyndman et al, 1997] на основе численного моделирования было получено распределение температуры вдоль субдукционного профиля для некоторых зон субдукции и определена ширина сейсмогенных зон, значения которой согласуются с данными, полученными по распределению сейсмических событий.

В работе [Tichelaar and Ruff, 1993] по распределению сильных землетрясений по глубине были определены глубины сейсмогенных областей для различных зон субдукции. Для большинства зон субдукции данная величина составляет 35-45 км. В области смыкания Японской и Курило-Камчатской зон, а также в Чилийской зоне глубина достигает 55 км. Для Мексиканской зоны субдукции ее значение равно 20-30 км.

Таким образом, вследствие тектонических и температурных особенностей ширина сейсмогенных областей для различных зон субдукции может значительно различаться, что необходимо учитывать при моделировании деформационных процессов.

### **1.2.5. Моделирование деформационных процессов в зонах субдукции**

Деформационные процессы накопления упругих напряжений, обусловленные взаимным движением и механическим сцеплением плит,



проявляются в поверхностных смещениях, которые могут быть измерены геодезическими методами. Изучение деформаций земной поверхности позволяет, в свою очередь, исследовать глубинные процессы деформирования, проводящие к возникновению сильнейших межплитовых землетрясений, в рамках моделей глубинного строения межплитовых границ.

Для моделирования медленных межсейсмических деформаций в межплитовой контактной зоне, Savage в 1983 предложил схему, названную позже модель «обратной подвижки» [Yoshioka et al., 1993], которая позволяет применять для моделирования таких деформаций дислокационный подход [Savage, 1983; Wang et al, 2015; Kanda and Simons, 2010]. Согласно этой модели процесс накопления напряжений в области контакта плит является суперпозицией двух процессов: непрерывное состояние субдукции, при котором океаническая плита равномерно по всей ширине погружается под континентальную с постоянной скоростью без сцепления, и движение сцепленной части контактной зоны в обратную сторону по отношению к косейсмическому смещению [Savage, 1983]. Так как при свободном проскальзывании двух плит не возникает упругих напряжений, можно считать, что моделирование упругих деформаций в межсейсмический период эквивалентно моделированию упругих деформаций вследствие дислокации вдоль сомкнутой части субдукционной поверхности (рис. 1.3). Таким образом, дислокационный подход позволяет моделировать не только быстрые смещения, произошедшие в ходе землетрясения, но и медленные межсейсмические смещения земной поверхности, отражающие процесс накопления упругих напряжений. Схема «обратной подвижки» широко применяется для изучения межсейсмических деформационных процессов в различных зонах субдукции [Стеблов и др, 2010; Bürgmann et al, 2005; Fournier and Freymueller, 2007; Flück et al, 1997; Yoshioka et al, 1994].

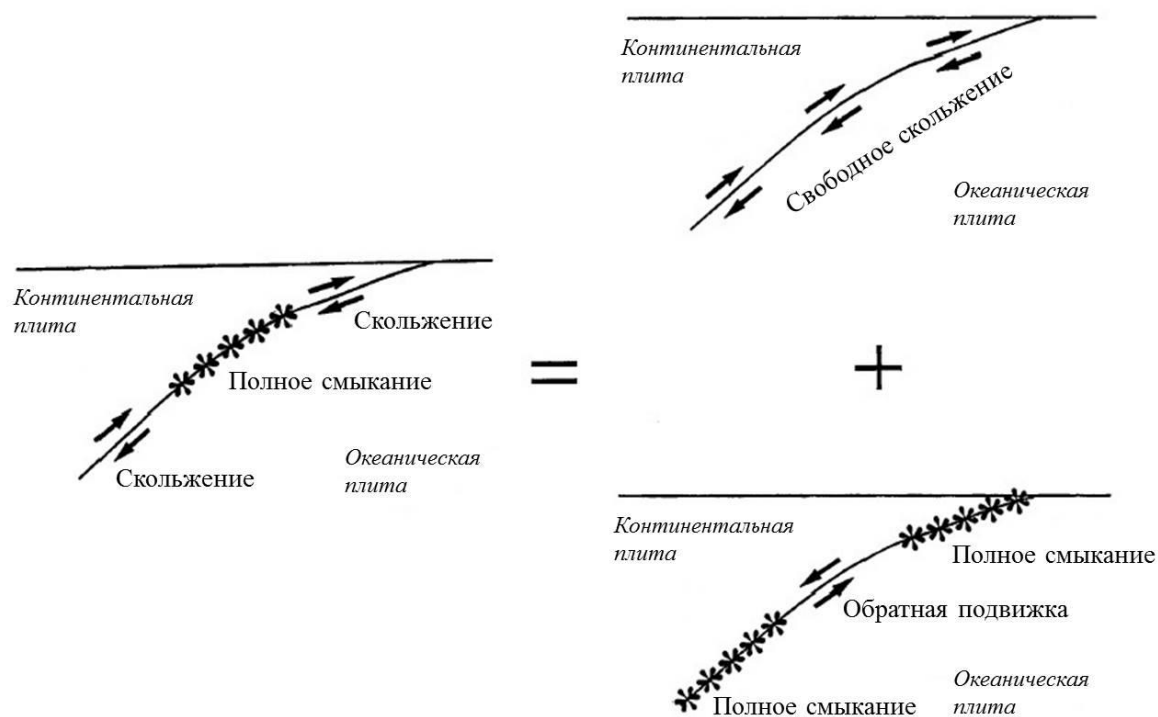


Рис. 1.3. Схема «обратной подвижки» [Yoshioka et al., 1993].

Развитие сетей геодезических измерений позволило перейти от исследования двумерных моделей межсейсмических деформаций [Savage and Thatcher, 1992] к трехмерным. Использование трехмерной модели дает возможность сравнения полученных расчетов с реальными геодезическими измерениями без проецирования на двумерный профиль и лучшее согласование с данными измерений [Flück et al, 1997; Yoshioka et al, 1994]. В работе [Flück et al, 1997] для моделирования межсейсмических деформаций в зоне субдукции Каскадия в своей работе использовали 3-х мерную модель сейсмофокальной области. Данные более густых геодезических сетей и 3-х мерная модель профиля погружающейся плиты позволяют изучать пространственные вариации межсейсмических деформаций. В работе [Yoshioka et al, 1994] по геодезическим данным для центральной Японии было построено пространственное распределение скоростей нижнего края нависающей плиты, и получено, что область максимального сцепления соответствует области сейсмической бреши [Yoshioka et al, 1994].

Появление методов космической геодезии, основанных на глобальных навигационных спутниковых системах (ГНСС), предоставило широкие возможности для изучения различных деформаций земной поверхности. На основе данных ГНСС ставились задачи по определению геометрии межплитового сцепления (каплинга) вдоль субдукционного профиля [Стеблов и др, 2010; Klotz et al, 2001; Khazaradze and Klotz, 2003]. Предполагалось 100% равномерное сцепление и определялись только вариации глубины зоны сцепления. Подобные деформационные структуры исследовались на основе измерений ГНСС для различных зон субдукции: Каскадия [Khazaradze et al, 1999], Нанкайская [Le Pichon et al, 1998.], Алеутская [Freymueller et al, 2000], Андская [Khazaradze and Klotz, 2003].

Развитие сетей станций ГНСС привело к увеличению пространственной разрешающей способности измерений и позволило определять пространственные вариации сцепления вдоль субдукционного профиля [Bürgmann et al, 2005; Fournier and Freymueller, 2007].

#### **1.2.6. Кинематическая характеристика межплитового сцепления**

Когда к началу 2000-х годов были набраны достаточно продолжительные объемы измерений ГНСС и получены первые оценки скоростей глобальных и региональных смещений земной поверхности, оказалось: при условии полного сцепления нависающей и поддвигающейся плит в зоне субдукции по всей ширине сейсмофокальной области скорости поверхностных смещений должны были быть значительно больше, чем в реальности наблюдаемые на поверхности. Следовательно, сцепление должно быть либо не по всей ширине, либо неполное, а предполагающее некоторое проскальзывание. Поэтому имеет смысл ввести такую характеристику, которая отражала бы состояние межплитового сцепления. Для этой цели можно использовать кинематический коэффициент межплитового сцепления, который определяется как отношение скорости нижнего края нависающей

плиты к скорости взаимного смещения плит [Fletcher et al, 2001]:  $U_{lock}/U_{subd}$  (рис. 1.4).

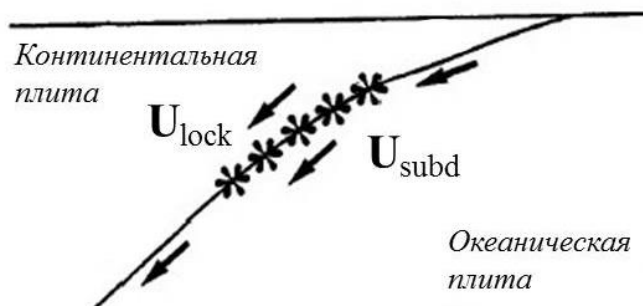


Рис. 1.4. Схема объясняющая физический смысл коэффициента межплитового сцепления.

Значение  $U_{lock}/U_{subd}$  равное 1 соответствует полному сцеплению, равное 0 – свободному проскальзыванию. Промежуточные значения между 0 и 1 данного коэффициента соответствуют областям, в которых наблюдается частичное проскальзывание. Временная интерпретация предполагает, что часть времени (равная коэффициенту межплитового сцепления) данная область полностью сцеплена и оставшуюся часть времени свободно проскальзывает. Пространственная интерпретация предполагает наличие участков полного сцепления и свободного проскальзывания в пропорции площадей равной значению коэффициента межплитового сцепления.

Использование кинематического коэффициента межплитового сцепления для описания деформаций в зонах субдукции имеет ряд преимуществ по сравнению с коэффициентом сейсмического сцепления. Коэффициент сейсмического сцепления характеризует сейсмофокальную зону в целом за весь сейсмический цикл, при этом предполагается полное сцепление сейсмофокальной зоны по всей ширине. При таком подходе невозможно выявление ни пространственных, ни временных особенностей деформаций. Кинематический коэффициент межплитового сцепления предполагает возможную неравномерность сцепления вдоль сейсмофокальной зоны, при этом период осреднения зависит от точности

получаемых данных измерений и может составлять месяцы или годы. Использование данного коэффициента позволяет выявлять как пространственные, так и временные вариации межплитового сцепления.

В работе [Стеблов и др., 2010] было построено распределение межплитового сцепления (каплинга) в районе Курило-Камчатской зоны субдукции по геодезическим данным, осредненным за период 1997 - 2008 гг. Подобные распределения были получены и для других зон субдукции: Чилийская [Metois et al, 2012], Японская [Ikuta et al, 2012; Ito et al, 2000; Perfettini and Avouac, 2014], Алеутская [Freymueller et al, 2008; Cross and Freymueller, 2007; Fournier and Freymueller, 2007; Fletcher et al, 2001].

Исходя из такой модели, пространственно-временные вариации коэффициента межплитового сцепления определяют деформированное состояние нависающего крыла континентальной окраины в зоне субдукции, и в частности, смещения на земной поверхности, измеримые с помощью спутниковых геодезических методов.

### **1.3. Современная спутниковая геодезическая сеть станций**

Значительный прогресс в исследовании деформационных процессов в зонах субдукции (и не только) стал возможен благодаря развитию спутниковых геодезических измерений и расширению сетей станций ГНСС по всему миру. Более 12000 станций непрерывных наблюдений ГНСС, расположенных по всему земному шару, было зарегистрировано в одном из глобальных центрах хранения данных ГНСС – SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) за всё время его работы. SOPAC является одним из глобальных центров обработки и хранения данных, а также глобальным аналитическим центром международной службы IGS (International GNSS Service), обеспечивающим свободный доступ к данным ГНСС в научно-исследовательских целях. Международная Служба ГНСС (IGS) была организована в 1994 г. в рамках Международного Геодезического Союза (International Association of Geodesy). IGS обеспечивает работоспособность

глобального полигона станций ГНСС, который покрывает всю Землю и реализует глобальную систему относимости. На территории России расположено 21 станция опорной сети IGS, 11 из них находятся в ведении Единой Геофизической Службы РАН (ФИЦ ЕГС РАН) (рис. 1.5). Всего опорная сеть IGS насчитывает более 500 станций ГНСС (рис. 1.5), из которых около 50 являются определяющими отсчетную основу.



Рис. 1.5. Расположение станций опорной сети IGS (<http://www.igs.org/network>).

Привязка региональных исследуемых полигонов станций ГНСС к опорным пунктам, реализующим геоцентрическую систему координат, позволяет получать высокоточные измерения положения станции в единой общеземной системе отсчета ITRF (International Terrestrial Reference Frame) [Altamimi et al., 2011], значительно снижая неопределенность оценок. Достаточно густые региональные сети станций ГНСС развернуты во многих сейсмоактивных регионах Земного Шара, например: Япония, Суматра, Чили, Курилы и т.д. К настоящему времени Япония насчитывает более 1200 станций ГНСС постоянного наблюдения (рис. 1.6), на западе США расположено более 1115 таких станций.

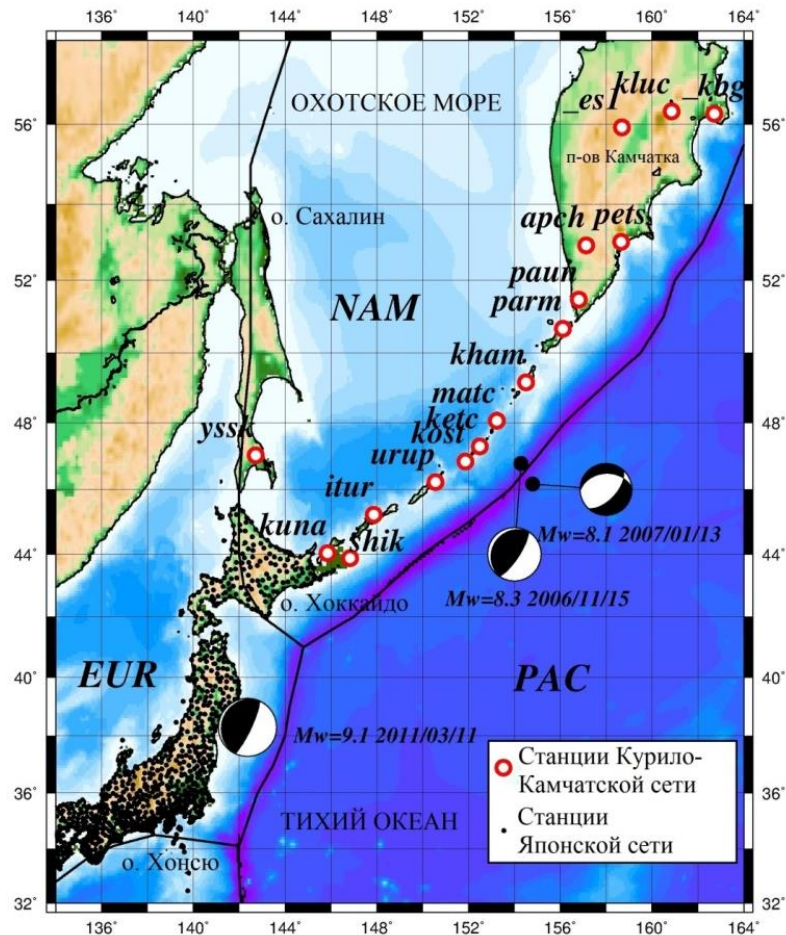


Рис. 1.6. Расположение станций ГНСС Курило-Камчатской и Японской сетей. Механизмы очагов Симуширских землетрясений 2006-2007 гг. и землетрясения Тохоку 11.03.2011г. по данным Global CMT (<http://www.globalcmt.org>)

Ежесуточные оценки положения станций ГНСС собираются в продолжительные временные ряды, анализ которых является основой для изучения деформаций земной поверхности.

#### 1.4. Временные ряды положений станций спутниковых геодезических наблюдений

Временные ряды изменения положений станций (рис. 1.7), расположенных в деформационных поясах вблизи границ литосферных плит, отражают суммарное действие деформационных процессов различного происхождения [Nikolaidis, 2002; Габсатаров, 2012]. К ним относятся сезонные колебания с периодом 1 год и 0.5 года, связанные с различными

природными явлениями и с инструментальными особенностями самих измерений [Dong et al, 2002; Zou et al., 2014]. К природным факторам относятся: сезонное изменение нагруженности вследствие выпадения осадков, изменения температуры и атмосферного давления, лунно-солнечные приливы [Dong et al, 1996]. Кроме того, непрерывность и монотонность временных рядов нарушается скачкообразными смещениями вследствие сейсмических событий, которые могут сопровождаться постсейсмическими переходными процессами в виде фрикционного асейсмического развития сейсморазрыва [Marone et al., 1991] и вязкоупругой релаксации в астеносфере и верхней мантии [Pollitz, 1992]. И, наконец, основная компонента, которая отражает процесс накопления межсейсмических деформаций на фоне перечисленных выше – это медленно меняющийся линейный тренд смещения станции и его вариации (рис. 1.7).

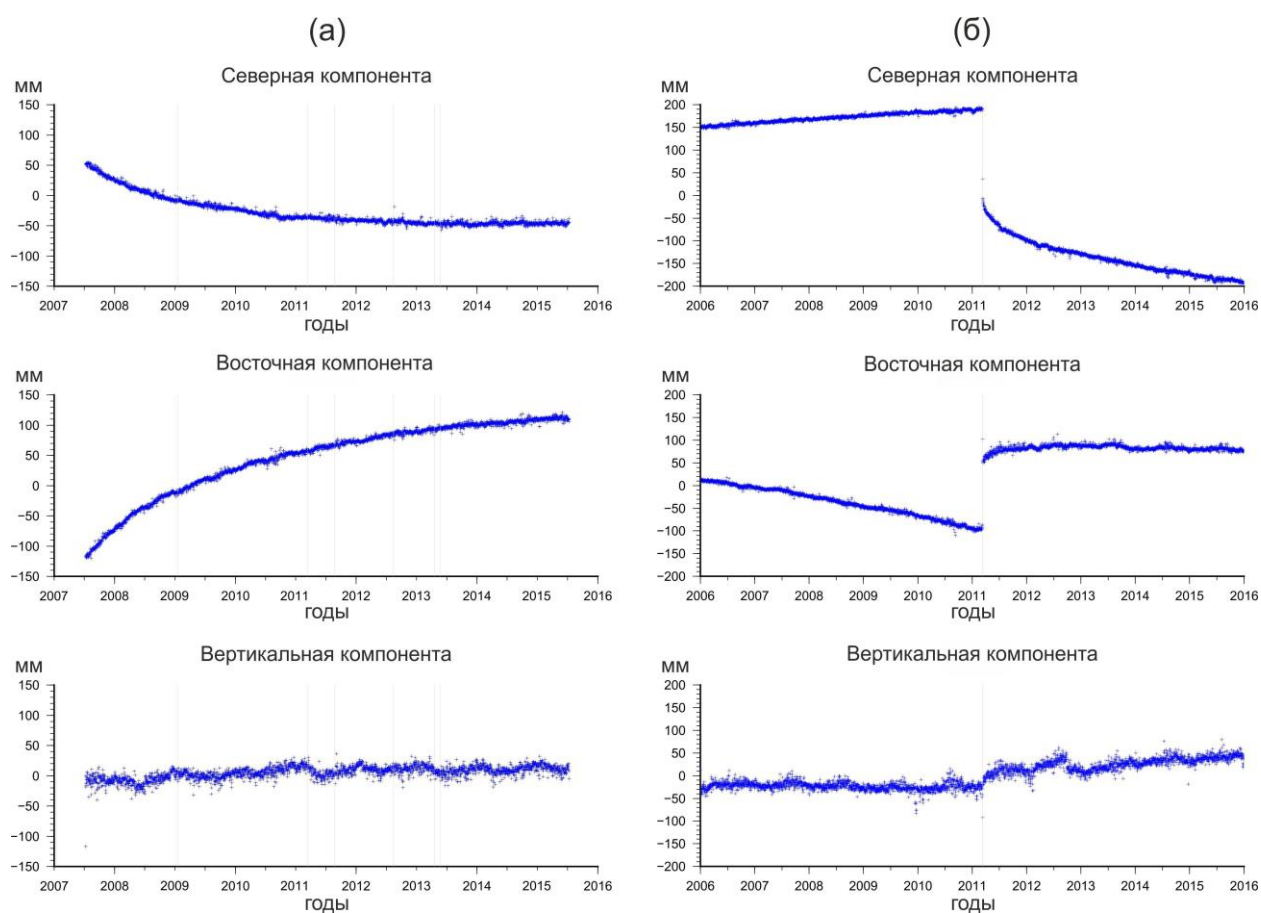


Рис. 1.7. Временные ряды станций: (а) - kets Курильской сети и (б) - 0024 Японской сети.



Разделение всех этих составляющих во временных рядах возможно благодаря тому, что действие всех этих процессов имеет различные характерные признаки во временной зависимости. Так, процесс фрикционного асейсмического развития сейсморазрыва как правило затухает в первые несколько месяцев после землетрясения [Владимирова, 2015]. Время же затухания процесса вязкоупругой релаксации может составлять порядка 10-30 лет [Suito and Freymueller, 2009]. Например, максимальное время затухания вязкоупругой релаксации в астеносфере вследствие землетрясения Мауле 27.02.2010 в центральной части Чилийской зоны субдукции превышает 20 лет до исчезновения заметных аномальных движений на пунктах, удаленных от желоба на 200 км и более [Владимирова, 2015]. Для Симуширских землетрясений в центральной части Курило-Камчатской зоны субдукции это время составляет 10 лет [Владимирова, 2015].

В работе [Габсатаров, 2012] предложен подход, основанный на регрессионном анализе временных рядов положений станций ГНСС. Данный подход позволяет достаточно точно оценивать практически все перечисленные слагаемые и достаточно уверенно выделять компоненты, которые соотносятся с изменениями межплитового сцепления.

Таким образом, многочисленные спутниковые геодезические измерения в различных зонах субдукции показывают четкое проявление трех фаз сейсмического цикла, наблюдаемых во временных рядах смещения станций [Savage and Prescott, 1978, Montési, 2004]: межсейсмическая фаза (линейный тренд смещения станций), сейсмическая (резкие скачкообразные изменения положения станции) и постсейсмическая (нелинейное по времени изменение положения станции после сейсмических событий). Вопрос о возможности обнаружения предсейсмической фазы по геодезическим измерениям до сих пор остается открытым. Изучение данного вопроса не возможно без уточнения понимания механизмов, приводящих к возникновению землетрясения.

## 1.5. Выводы к главе 1

Появление и широкое развитие спутниковых геодезических измерений предоставило обширный материал для изучения деформационных процессов земной поверхности, приводящих к сильным землетрясениям и сопровождающих их. Самые сильные землетрясения происходят именно в субдукционных зонах. Изучение сильнейших землетрясений привело к созданию различных моделей деформаций земной поверхности. Для количественного описания межплитовых деформаций в зонах субдукции представляется целесообразным использовать коэффициент межплитового сцепления, который определяется как отношение скорости смещения нижнего края нависающей плиты к скорости взаимного смещения плит. Пространственно-временные вариации этого коэффициента определяют деформированное состояние в зонах субдукции.

По геодезическим измерениям выделяются различные фазы сейсмического цикла, но выделение предсейсмической фазы является вопросом дискуссионным, решение которого приблизило бы нас к пониманию природы процессов подготовки сильных землетрясений.

## **ГЛАВА 2. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

Изучение деформационных процессов в зонах субдукции является ключевым вопросом в понимании закономерностей развития сейсмического цикла, и в частности, в понимании процессов подготовки сильнейших землетрясений. Субдукционная контактная поверхность порождает землетрясения вдоль узкой сейсмогенерирующей зоны, где происходит накопление и высвобождение упругих деформаций [Scholz, 1989; Savage, 1975]. Накопление деформаций проявляется в режиме межплитового сцепления. Исследование режима сцепления в зонах субдукции по спутниковым геодезическим данным о смещениях земной поверхности сводится к решению обратной задачи. В условиях ограниченного набора данных такая задача является неустойчивой и необходимо исследовать возможность ее регуляризации.

### **2.1. Моделирование упругих деформаций в зонах субдукции**

Моделирование упругих деформаций, обусловленных пододвиганием океанской плиты и ее сцеплением с континентальной, базируется на общепринятых представлениях о соотношении реологических свойств этих плит, а именно, считается, что океаническая плита сохраняет жесткость после прохождения перегиба в районе глубоководного желоба до погружения в более горячие слои мантии [Стеблов и др., 2010]. В таком случае можно считать, что скорость погружающейся части океанической плиты относительно континентальной совпадает со скоростью сближения обеих плит. Тогда скорость движения нижнего края нависающей плиты пропорциональна скорости взаимного сближения плит с коэффициентом являющимся кинематической характеристикой межплитового сцепления. Общая схема, рассматриваемой модели, представлена на рис.2.1.

Деформации земной поверхности  $\mathbf{u}_{surf}$  и пространственное распределение деформаций в нависающей окраине континентальной литосферы  $\mathbf{U}_{def}$  определяются деформациями ее нижнего края  $\mathbf{U}_{lock}$  (рис.2.1), для описания которых используется кинематический коэффициент межплитового сцепления  $\mathbf{U}_{lock}/\mathbf{U}_{subd}$  (см. раздел 1.2.6), где  $\mathbf{U}_{lock}$  – скорость деформирования нижнего края нависающей плиты,  $\mathbf{U}_{subd}$  – скорость взаимного смещения плит. Скорость взаимного смещения плит  $\mathbf{U}_{subd}$  известна из взаимной кинематики плит и ее можно считать постоянной в течении рассматриваемых в спутниковой геодезии интервалах времени (10-20 лет) [Kogan and Steblov, 2008]. Таким образом, для получения распределения коэффициента межплитового сцепления необходимо оценить распределение скоростей смещений нижнего края нависающей плиты  $\mathbf{U}_{lock}$ .

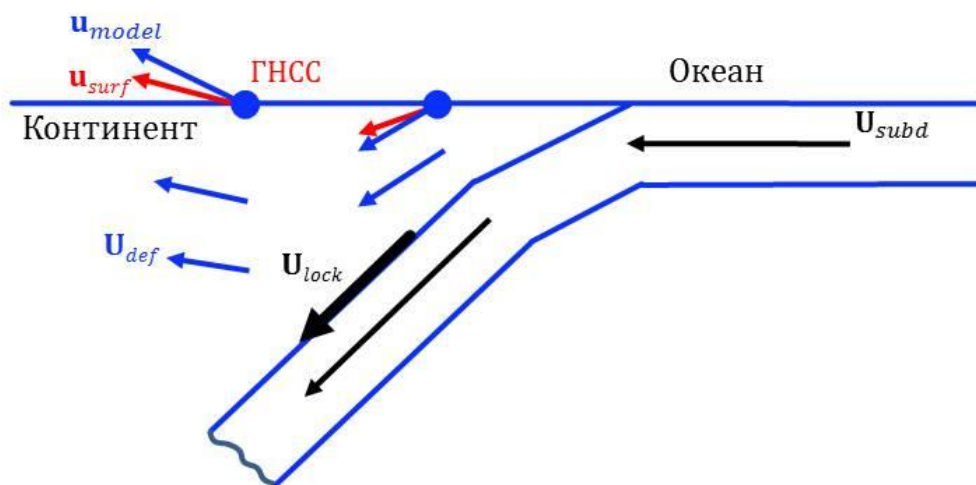


Рис.2.1. Схема смещений в зоне субдукции.

Определение скоростей смещения нижнего края нависающей плиты  $\mathbf{U}_{lock}$  по смещениям на поверхности  $\mathbf{u}_{surf}$  представляет собой обратную задачу моделирования деформаций в зоне субдукции. В общем случае, задача некорректная, так как подразумевает отыскание континуального распределения неизвестного параметра по дискретному набору поверхностных данных. Для корректного решения такой обратной задачи необходима адекватная параметризация рассматриваемой модели. Схема

«обратной подвижки», описанная в разделе 1.2.5., дает возможность применять дислокационный подход для моделирования медленных межсейсмических деформаций в нависающем крыле континентальной плиты [Savage, 1983].

### 2.1.1. Моделирование деформаций в условиях дислокации

В рамках дислокационного подхода разработаны методы вычисления статических смещений земной поверхности для заглубленной дислокации прямоугольной формы, различающиеся структурой среды (рис.2.2) [Okada, 1985; Okada, 1992; Pollitz, 1996].



Рис.2.2. Схемы для решения прямой задачи моделирования деформаций вследствие дислокации по заглубленному разрыву прямоугольной формы. (а) [Okada, 1985], (б) [Pollitz, 1996].

В общем случае, поле смещений  $u(\mathbf{r})$  в упругом полупространстве от дислокации  $u_{disloc}(\mathbf{r}_s)$ , распределенной вдоль поверхности  $S$ , определяется через функцию Грина  $G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s)$  в виде:

$$u(\mathbf{r}) = \iint_S G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) u_{disloc}(\mathbf{r}_s) dS \quad (2.1)$$

В работе [Okada, 1992] для данного соотношения получены аналитические выражения, которые позволяют определять значения смещения и тензора деформации в однородном упругом изотропном

полупространстве вследствие однородной заглубленной дислокации прямоугольной формы (рис.2.2.а).

Дислокация задается 3-х компонентным вектором. Две компоненты определяют смещение в плоскости дислокации, а третья компонента задает дилатансную часть перпендикулярно плоскости дислокации, что позволяет моделировать смещения и деформации возникающие в результате не только землетрясений, но и в результате различных процессов, сопровождающихся изменением объема, такими как взрывы, обвалы в шахтах [Okada, 1992].

Конечная аналитическая формула, которая позволяет моделировать смещения и напряжения во всем полупространстве, а не только на его поверхности, позволяет использовать этот подход для верификации альтернативных методов измерения деформаций, таких как деформометрические, наклономерные и скважинные измерения. В частности, в работе [Копылова и др., 2010] изменение уровня воды в скважине, обусловленное землетрясениями, произошедшими на Камчатке, сопоставлялись с данными моделирования по описанной выше методологии.

Данный подход хорошо работает на небольших расстояниях от источника дислокаций, т.е. когда возможно пренебрежение слоистостью и сферичностью Земли. При этом на больших расстояниях от источника дислокации пренебрежение сферичностью и слоистостью Земли приводят к существенным ошибкам при оценке поверхностных смещений. Ошибки при пренебрежении сферичности не превосходят 2% от максимального значения деформации в пределах 100 км от очага дислокации, зато погрешности при неучете слоистости могут достигать 20%, причем этот эффект проявляется сильнее для дислокаций, плоскость которых ближе к горизонтальной [Pollitz, 1996]. Численное моделирование, проведенное в работе [Steblov et al, 2008], показало, что на больших расстояниях от источника дислокации погрешности могут достигать 50%.

Метод вычисления деформаций земной поверхности, позволяющий учитывать сферичность и слоистость Земли, предложен в работе [Pollitz,

1996] (рис.2.2.б). Данный подход основан на построении функции Грина  $G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s)$  для уравнения состояния сферической слоистой упругой равновесной среды в виде разложения в ряд по сферическим функциям. Количество сферических гармоник в сумме ряда определяет ресурсоемкость и длительность вычислений. Для практического применения максимальное число гармоник  $l$ , необходимое для достаточно высокой точности определения поля деформаций, пропорционально  $\frac{2\pi R}{H}$ , где  $H$ - глубина дислокации [Pollitz, 1996]. Например, для  $H = 30$  км максимальное число гармоник достаточных для расчетов равно  $l=1334$ .

В работе [Pollitz, 1996] предложен алгоритм реализации данного подхода, выполненный в виде соответствующего программного кода, позволяющий вычислять поверхностные смещения от заглубленной дислокации прямоугольной формы для слоистой сферически симметричной среды. В настоящей диссертационной работе радиально неоднородное распределение значений упругих модулей для различных слоев в литосфере и мантии задается моделью PREM [Dziewonski and Anderson, 1981] (см. Приложение 1). Смещение предполагается только вдоль плоскости дислокации без дилатансной составляющей. Максимально возможное используемое в программе число гармоник равно  $l_{max}=10000$ , что соответствует глубине 4 км. Для численных расчетов было выбрано максимальное число гармоник.

### **2.1.2. Оценка пространственного распределения деформаций по смещениям земной поверхности**

Описанные выше дислокационные модели деформирования упругой среды и существующие программные пакеты, реализующие соответствующие модели, дают возможность выработать подход для решения обратной задачи по оценке смещения нижнего края нависающей плиты в зоне контакта двух плит в условиях известной среды. Профиль зоны

контакта представляет собой поверхность с наклоном переменным как по направлению падения, так и по простиранию, следовательно при моделировании необходимо учитывать геометрию сейсмофокальной области. Для большей части зон субдукции геометрия сейсмофокальной зоны определена достаточно детально. Обычно профиль сейсмофокальной зоны оценивается по данным координат гипоцентров землетрясений, которые по механизму и расположению могут быть отнесены к субдукционному типу [Gudmundsson and Sambridge, 1998; Syracuse and Abers, 2006]. В работе [Hayes et al., 2012] представлена трехмерная модель геометрии Японо-Курило-Камчатской зоны субдукции (рис.2.3). Данная модель получена с использованием вероятностного нелинейного подхода, примененного к данным комбинированного каталога, состоящего из нескольких независимых наборов данных – исторических каталогов землетрясений, решений GlobalCMT, активного сейсмического профилирования, глобальных границ плит, батиметрии и данных о толщине осадков [Hayes et al., 2012].

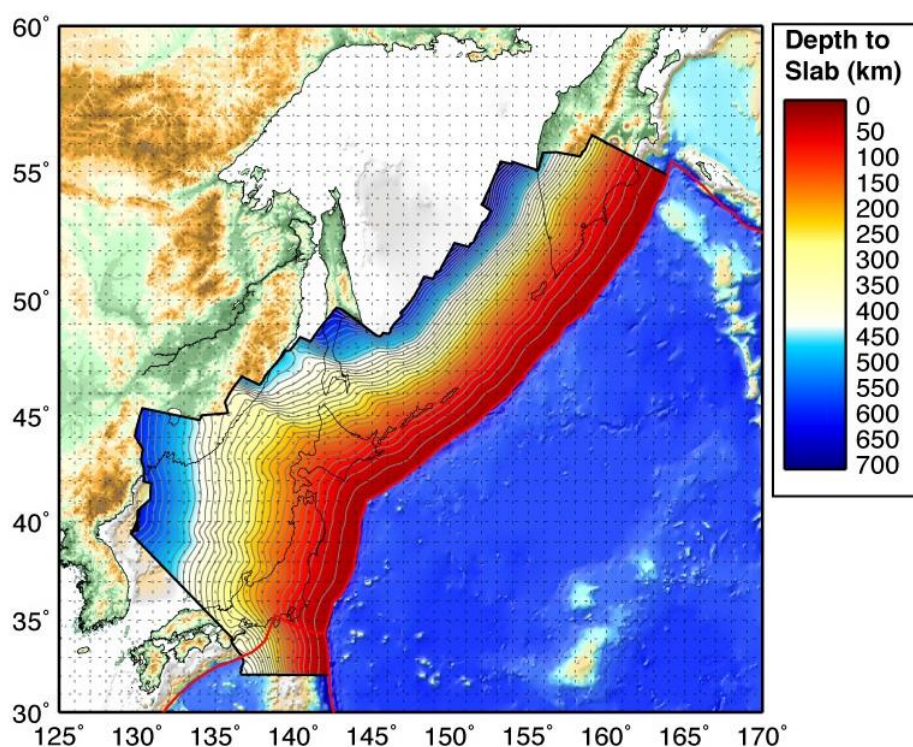


Рис.2.3. Профиль Японо-Курило-Камчатской сейсмофокальной области [Hayes et al., 2012].



Постановка рассматриваемой обратной задачи предполагает отыскание непрерывного распределения дислокаций вдоль субдукционной контактной поверхности по конечному набору поверхностных измерений. Как уже было отмечено выше, данная обратная задача является некорректной и необходима ее регуляризация. Одним из подходов дающих возможность привести такую задачу к конечной системе уравнений и регуляризовать ее является дискретизация области искомого параметра, адекватная детальности покрытия исходных данных, и привлечение известных физических ограничений на область возможных решений.

Пространственная дискретизация реализуется путем разбиения субдукционной контактной поверхности на конечное множество непересекающихся прямоугольных элементов с переменным наклоном, соответствующим профилю сейсмофокальной области (рис.2.3). Верхняя граница области дискретизации определяется границей сходящихся плит, поверхностным выражением которой является глубоководный желоб, как было отмечено в разделе 1.1. Данная граница аппроксимируется прямой линией, а если граница испытывает заметные перегибы, то она аппроксимируется ломаной. Нижняя граница области дискретизации задавалась исходя из определения ширины сейсмогенной зоны для данного региона. Для исключения влияния необоснованных ограничений нижняя граница области дискретизации выбиралась заведомо глубже сейсмогенной зоны для данного региона. Нижняя граница сейсмогенной области для Японо-Курило-Камчаткой зоны субдукции проводится на глубине от 75 до 109 км [Racheco et al, 1993].

Таким образом, для решения обратной задачи сейсмофокальная область  $S$  аппроксимируется конечным набором непересекающихся прямоугольных элементов с учетом ее вертикального профиля  $S_j, j=1..m$ :

$$S = \bigcup_j S_j, \quad S_p \cap S_q = \emptyset, \text{ при } p \neq q \quad (2.2)$$

Смещение в пределах каждого прямоугольно элемента предполагается однородным и может быть выражено в виде разложения по двум направлениям – по простиранию и по падению:

$$\mathbf{U}_j = k_{j1} \mathbf{e}_{j1} + k_{j2} \mathbf{e}_{j2} \quad (2.3)$$

где  $\mathbf{e}_{j1}$ ,  $\mathbf{e}_{j2}$  – единичные векторы по простиранию и по направлению падения прямоугольного элемента  $j$  (рис.2.4),  $k_{j1}$  и  $k_{j2}$  – искомые компоненты. Совокупность всех искомых компонент  $k_{j1}$  и  $k_{j2}$  смещений  $\mathbf{U}_j$  ( $j=1..m$ ) вдоль каждого прямоугольного элемента  $S_j$  представляют собой дискретную аппроксимацию искомого распределения смещения по поверхности дислокации.

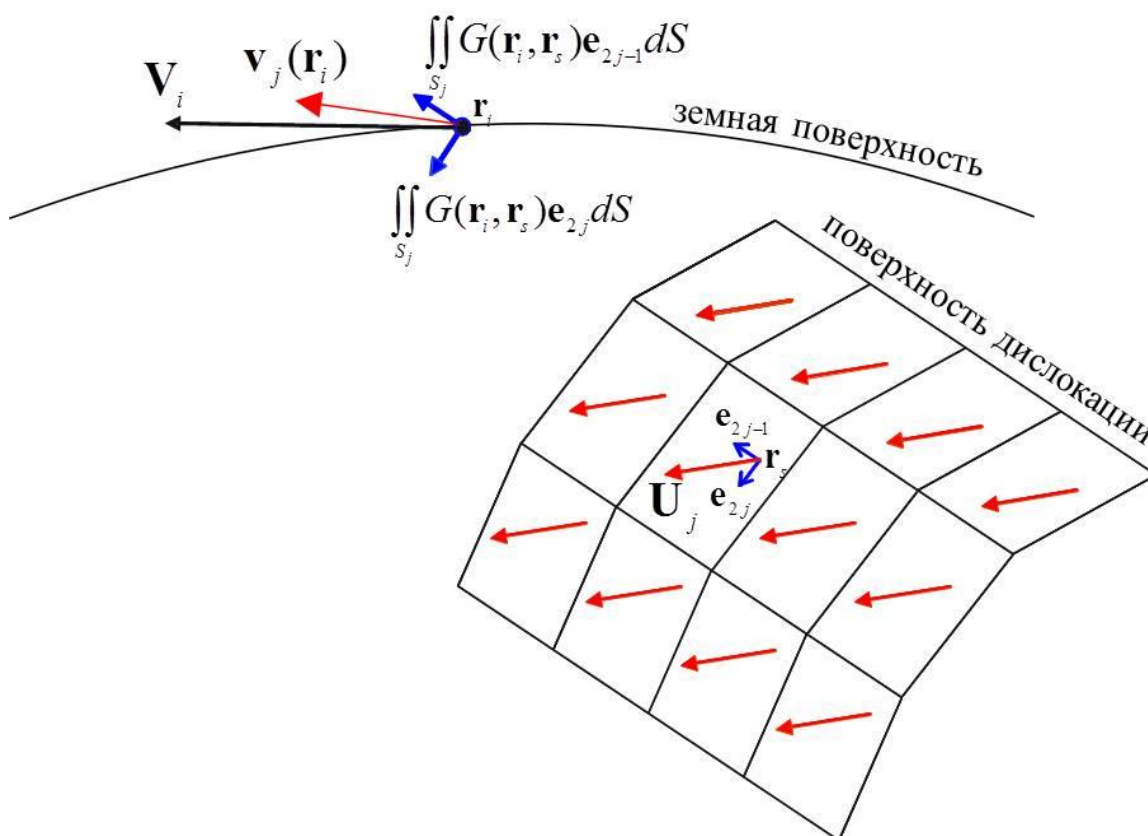


Рис.2.4. Распределение смещений по плоскости дислокации и смещение в произвольной точке земной поверхности.

Принимая во внимание аддитивность интеграла свертки в формуле (2.1) по поверхности интегрирования, смещение точки  $\mathbf{r}$  на поверхности будет равно сумме результирующих смещений  $v_j(\mathbf{r})$  от дислокаций вдоль каждого прямоугольного элемента:

$$V(\mathbf{r}) = \sum_{j=1}^m v_j(\mathbf{r}) \quad (2.4)$$

$$v_j(\mathbf{r}) = \iint_{S_j} G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) U_j(\mathbf{r}_s) dS_j \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} V(\mathbf{r}) &= \sum_{j=1}^m \iint_{S_j} G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) U_j(\mathbf{r}_s) dS_j = \\ &= \sum_{j=1}^m \iint_{S_j} G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) (k_{j1} \mathbf{e}_{j1} + k_{j2} \mathbf{e}_{j2}) dS_j = \\ &= \sum_{j=1}^m \left[ k_{j1} \iint_{S_j} G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) \mathbf{e}_{j1} dS_j + k_{j2} \iint_{S_j} G(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s) \mathbf{e}_{j2} dS_j \right] \end{aligned} \quad (2.6)$$

Обозначим через  $M_{ij1}$  и  $M_{ij2}$  смещения в точке наблюдений на поверхности  $\mathbf{r}_i$  от равномерных единичных дислокаций  $\mathbf{e}_{j1}$  и  $\mathbf{e}_{j2}$  по элементу разрыва  $S_j$ :

$$\left. \begin{aligned} M_{ij1} &= \iint_{S_j} G(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) \mathbf{e}_{j1} dS \\ M_{ij2} &= \iint_{S_j} G(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) \mathbf{e}_{j2} dS \end{aligned} \right\}, \mathbf{r}_s \in S_j, \quad (2.7)$$

где  $j=1..m$ ,  $i=1..n$ ,  $n$ - количество пунктов наблюдений.

Тогда суммированное по всем элементам разрыва смещение в  $i$ -ой точке наблюдения будет:

$$V(\mathbf{r}_i) = \sum_{j=1}^m (k_{j1} M_{ij1} + k_{j2} M_{ij2}) \quad (2.8)$$

Приравнивая смоделированные смещения  $\mathbf{V}$  к смещениям  $\mathbf{V}_{(obs)}$ , измеренным на поверхности, получаем систему линейных уравнений относительно компонент векторов смещения  $\mathbf{k}$ :

$$\mathbf{M} * \mathbf{k} = \mathbf{V}_{(obs)} \quad (2.9)$$

При достаточно детальном разбиении области моделирования ( $m$ - количество прямоугольных элементов) система (2.9) становится

недоопределенной, и ее однозначное решение возможно получить только при условии регуляризации. В общем случае система уравнений (2.9) решается путем минимизации невязки, а для регуляризации задачи общая постановка по минимизации невязки уравнения наблюдений (2.9) сводится к минимизации модифицированной целевой функции  $F(\mathbf{k})$ , включающей не только минимизацию невязки уравнения, но и норму искомого решения [Тихонов и Арсенин, 1986]:

$$F(\mathbf{k}) = \sum_i \left| \sum_j M_{ij} k_j - V_{(obs)i} \right|^2 + \lambda \sum_j |k_j|^2 \quad (2.10)$$

$$\mathbf{k} = \arg \min_{\mathbf{k}} F(\mathbf{k}) \quad (2.11)$$

где  $\lambda$  - это положительный параметр регуляризации. Для выбора параметра регуляризации в данной работе применяется критерий статистической согласованности невязки с погрешностью измерений [Денисов, 1994] так, чтобы статистика  $\chi_{red}^2$  найденного решения  $\mathbf{k}$  удовлетворяла условию:

$$\chi_{red}^2 = \frac{1}{n} \sum_i \frac{\left| \sum_j M_{ij} k_j - V_{(obs)i} \right|^2}{\sigma_i^2} \rightarrow 1, \quad (2.12)$$

где  $\sigma_i$  - ошибка измерений в  $i$ -ой точке.

Следовательно, регуляризованная задача (2.9) сводится к минимизации функции (2.10) с нелинейными ограничениями, вытекающими из (2.12) (в виде малой окрестности допустимых значений  $\chi_{red}^2$ ).

Описанная постановка позволяет моделировать как быстрые смещения, произошедшие в ходе землетрясения, так и медленные межсейсмические смещения земной поверхности, отражающие процесс накопления упругих напряжений.

При оценке распределения смещения в очаге крупных землетрясений исходными данными  $\mathbf{V}_{(obs)}$  являются наблюдаемые косейсмические смещения на поверхности. В этом случае область моделирования соответствует области

очага землетрясения, которая может быть очерчена облаком афтершоков или оценена по эмпирическим формулам связи магнитуды и линейных размеров очага землетрясения [Ризниченко, 1985]. При необходимости произвести оценку распределения подвижек в очаге землетрясения в режиме реального времени, для сильнейших субдукционных землетрясений область моделирования соответствует всей сейсмогенной зоне данного региона.

При оценки пространственного распределения межплитового сцепления  $\mathbf{U}_{lock}/\mathbf{U}_{subd}$  связь между поверхностными смещения и смещениями вдоль контактной зоны  $\mathbf{U}_{lock}$ , рассматривается в соотнесении с периодом наблюдений, так что уравнение (2.9) становится применимо к скоростям соответствующих смещений, осредненным за период наблюдений. В этом случае исходными данными  $\mathbf{V}_{(obs)}$  являются наблюдаемые скорости поверхностных смещений  $\mathbf{u}_{surf}$ . При этом накладываются дополнительные ограничения, а именно, ограничения по величине и направлению искомых векторов скоростей смещения:

$$|\mathbf{U}_{lock,j}| \leq |\mathbf{U}_{subd}|, j=1..m. \quad (2.13)$$

Максимально возможное значение для скорости смещения нижнего края нависающей плиты наблюдается в случае полного смыкания нависающей и подстилающей плит и равно скорости схождения плит  $\mathbf{U}_{subd}$ . Отсюда вытекают дополнительные нелинейные ограничения по отношению к искомым параметрам  $\bar{k}$  :

$$\sqrt{k_{j1}^2 + k_{j2}^2} \leq |\mathbf{U}_{subd}|, j=1..m. \quad (2.14)$$

Также имеет физический смысл дополнительное ограничение на отклонение направления искомых векторов от направления взаимного движения плит в процессе субдукции. Угол отклонения не должен превышать заданного значения  $\beta$  :

$$|k_{j1}| \leq \operatorname{tg}(\beta) \cdot k_{j2}, k_{j2} \geq 0. \quad (2.15)$$

Таким образом, регуляризованная в общем случае с помощью (2.12) задача минимизации (2.10, 2.11) может дополняться линейными (2.15) и нелинейными (2.14) ограничениями в описанной выше постановке для медленных межсейсмических деформаций. Решение поставленной задачи (2.10, 2.11) со всеми необходимыми ограничениями достигается с помощью существующих программных пакетов, реализующих алгоритмы нелинейного программирования. Одним из таких пакетов является NPSOL [Gill et al., 2001]. Данный пакет представляет собой набор программных модулей на языке фортран, реализующий алгоритм последовательного квадратичного программирования, и позволяет решать задачи минимизации произвольной целевой функции с линейными и нелинейными ограничениями. Применение данного пакета предполагает задание целевой функции и нелинейных ограничений путем составления пользователем соответствующих модулей с заданным интерфейсом, а также настройку необходимых параметров процедуры минимизации в управляющем модуле.

Предложенный подход решения задачи моделирования пространственного распределения деформаций в зонах субдукции реализован в настоящей работе в виде набора программных модулей, выполняющих все необходимые процедуры по моделированию: дискретизацию сейсмофокальной поверхности, составление программного кода для вычисления целевой функции, визуализация результатов.

Таким образом, на основе данных о смещениях земной поверхности определена обратная задача по оценке пространственного распределения деформаций. Поставленная обратная задача имеет устойчивое физически допустимое решение при дискретизации, адекватной детальности измерений, которая выявляется по результатам численных тестов.

### **2.1.3. Пространственная разрешающая способность данных по поверхностным смещениям**

Для получения большей детальности искомого распределения область моделирования разбивается на большее число элементов, но при слишком детальном разбиении число искомых параметров увеличивается и задача становится недоопределенной (полученное решение теряет устойчивость). Для оценки вычислительной устойчивости предложенного алгоритма решения обратной задачи в данной работе применялся тест типа «шахматный код» [Ikuta et al, 2012; Владимирова, 2015]. Суть данного подхода заключается в расчете модельных смещений на земной поверхности от синтетического распределения, которое задается в виде чередующихся в шахматном порядке нулевых и ненулевых значений смещения в исходном разбиении. В моделированные смещения вносятся случайные нормально распределенные ошибки с нулевым математическим ожиданием и стандартным отклонением, равным средней ошибке наблюдений. Далее решается обратная задача восстановления исходного распределения по зашумленным смоделированным смещениям. И если полученное распределение в достаточной мере близко к исходному синтетическому распределению, то решение задачи при таких условиях предполагается устойчивым (см. Приложение 2).

На результат шахматного теста влияет: густота сети станций наблюдений и их пространственное расположение, частота сетки дискретизации, а также точность исходных данных.

Таким образом, предложенный аппарат позволяет получать устойчивое решение обратной задачи по определению пространственного распределения деформаций в зонах субдукции. Для выявления временных вариаций пространственного распределения деформационных процессов необходимо исследовать характерные особенности временной зависимости поверхностных смещений.

## 2.2. Оценка временных вариаций скоростей смещений земной поверхности

Одним из наиболее распространенных современных способов наблюдения поверхностных смещений являются методы спутниковой геодезии. Временные ряды спутниковых геодезических измерений содержат компоненты, отражающие процессы различной природы: медленное межсейсмическое накопление напряжений, сейсмические ступенчатые смещения, постсейсмические переходные процессы. Кроме этого, временные ряды смещения спутниковых геодезических станций содержат инструментальные шумы, обусловленные особенностями самой системы измерений. Для выявления компонент, отражающих именно межплитовое сцепление, исходные временные ряды аппроксимируются регрессионной моделью, которая позволяет достаточно уверенно оценивать практически все перечисленные компоненты [Габсатаров, 2012].

## 2.3. Регрессионный анализ временных рядов положений станций спутниковых геодезических наблюдений

Кинематика станций ГНСС, расположенных в деформационных поясах вблизи границ литосферных плит, довольно адекватно и предсказуемо описывается регрессией [Габсатаров, 2012; Nikolaidis, 2002]:

$$\begin{aligned}
 y(t_i) = & a + bt_i + c \sin(2\pi t_i) + d \cos(2\pi t_i) + e \sin(4\pi t_i) + f \cos(4\pi t_i) + \\
 & + \sum_{j=1}^{n_g} g_j H(t_i - T_g^j) + \sum_{j=1}^{n_h} h_j H(t_i - T_h^j) + \sum_{j=1}^{n_k} k_j H(t_i - T_k^j) H(T_k^{j+1} - t_i) \cdot t_i + \\
 & + \sum_{j=1}^{n_l} l_j \ln(1 + (t_i - T_l^j) / m_j) H(t_i - T_l^j) + \\
 & + \sum_{j=1}^{n_p} p_j \exp(-(t_i - T_p^j) / r_j) H(t_i - T_p^j) + \varepsilon_i
 \end{aligned} \tag{2.16}$$

Данное представление является линейной комбинацией следующих компонент:

начальное положение  $a$  и линейный тренд смещения станции  $b$ ;



сезонные периодические вариации: годовая гармоника -  $c$  и  $d$ ,  
полугодовая гармоника -  $e$  и  $f$ ;

$$\sum_{j=1}^{n_g} g_j H(t_i - T_g^j) - \text{скачкообразные смещения из-за смены аппаратного или}$$

программного обеспечения в моменты времени  $T_g^j$  ( $H$  – ступенчатая функция Хевисайда);

$$\sum_{j=1}^{n_h} h_j H(t_i - T_h^j) - \text{скачкообразные смещения вследствие сейсмических}$$

событий, произошедших в моменты времени  $T_h^j$ ;

$$\sum_{j=1}^{n_k} k_j H(t_i - T_k^j) H(T_k^{j+1} - t_i) \cdot t_i - \text{возможные изменения линейного тренда}$$

движения станции, произошедшие после сейсмических событий  $T_k^j$ ,  
вследствие изменения напряженно-деформированного состояния среды;

$$\sum_{j=1}^{n_l} l_j \ln(1 + (t_i - T_l^j) / m_j) H(t_i - T_l^j) - \text{возможное действие упругого}$$

фрикционного развития разломной зоны [Marone, 1991];

$$\sum_{j=1}^{n_p} p_j \exp(-(t_i - T_p^j) / r_j) H(t_i - T_p^j) - \text{вязкоупругая релаксация в верхней}$$

мантии и астеносфере [Pollitz, 1992];

$\varepsilon_i$  ошибки измерений;

$t_i$ ,  $i=1..N$  – моменты времени, в которые было измерено положение станции.

В случае известных моментов сейсмических и несейсмических смещений, времен начала и окончания действия постсейсмических процессов, а также констант, определяющих их затухание, вышеописанная модель является линейной относительно искомым коэффициентов:

$$\mathbf{x} = [a, b, c, d, e, f, \mathbf{g}, \mathbf{h}, \mathbf{k}, \mathbf{l}, \mathbf{p}] \quad (2.17)$$

Ошибки измерений  $\varepsilon_i$  предполагаются независимыми и одинаково распределенными случайными величинами с  $M\varepsilon_i = 0$  и известной ковариационной матрицей  $C$ , имеющей вид:

$$C = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3^2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & \sigma_N^2 \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

Таким образом, искомая регрессионная модель имеет вид:

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (2.19)$$

Данная система линейных уравнений решается с помощью взвешенного метода наименьших квадратов, и ее решение  $\hat{\mathbf{x}}$  будет иметь вид:

$$\hat{\mathbf{x}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{y} \quad (2.20)$$

с результирующей ковариационной матрицей:

$$C_m = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A})^{-1} \quad (2.21)$$

Применимость взвешенного метода наименьших квадратов для построения линейной регрессии показана в работах [Gabsatarov, 2012; Nikolaidis, 2002]. Найденная оценка параметров  $\hat{\mathbf{x}}$  обеспечивает построение модельной кривой, позволяющей определить положение станции в любой момент времени. Вычитание из исходного временного ряда всех слагаемых с характерной нелинейной временной зависимостью позволяет получить отфильтрованный временной ряд, вариации которого отражают изменения межплитового сцепления. Статистически значимое выделение таких вариаций на фоне остающихся инструментальных шумов ( $\varepsilon_i$  в (2.16)) возможно при достаточно продолжительном периоде осреднения, который значительно превосходит характерный период инструментальных шумов. Минимально необходимый интервал осреднения определялся из численных экспериментов на синтетических временных рядах, с теми же

стохастическими характеристиками помех, что и у реальных временных рядов, и для горизонтальных компонент составляет 3-6 месяцев. Для исключения влияния остаточных сезонных колебаний, не поддающихся моделированию, интервал осреднения для горизонтальных составляющих смещений станций ГНСС выбран равным 1 году. Из-за большей погрешности определения вертикальной составляющей смещений станций ГНСС, в расчетах применяются только данные по горизонтальным компонентам. Непрерывная кусочно-линейная аппроксимация позволяет получить временные вариации скоростей для каждого пункта наблюдения ГНСС. Все вышеописанные алгоритмы реализованы в виде набора программных модулей, включающих также фильтрацию исходных временных рядов на выбросы и графическое представление результатов.

#### **2.4. Выводы к главе 2**

Методы ГНСС дают возможность регистрировать как медленные межсейсмические, так и быстрые косейсмические смещения земной поверхности, что позволяет изучать деформационные процессы на разных стадиях сейсмического цикла. В настоящей работе предложен подход для моделирования пространственно-временных вариаций деформаций в зонах субдукции по данным о смещениях земной поверхности, регистрируемых методами спутниковой геодезии. Выявление пространственных вариаций достигается путем дискретизации искомого распределения с учетом глубинного профиля межплитовой контактной зоны и регуляризации соответствующей обратной задачи. Дискретизация адекватная детальности покрытия и точности исходных данных достигается путем применения численных тестов на устойчивость.

Регуляризация выполняется с помощью привлечения известных физических ограничений на область возможных решений и применением статистического критерия согласованности.

Выявление временных вариаций выполнено на основе применения регрессионного анализа к исходным временным рядам измерений ГНСС. Корректность определения межплитового сцепления и соответствующих деформаций определяется корректным разделением составляющих во временных рядах смещений станций ГНСС с помощью регрессионного анализа и выделением тех из них, которые отражают именно межплитовое сцепление. Это позволяет оценивать не только многолетние, но и более короткопериодические вариации межплитовых деформаций в зонах субдукции по данным ГНСС. Годовой период осреднения представляется достаточным для устойчивого выявления вариаций межплитового сцепления.

Таким образом, показана возможность получения физически разумного устойчивого решения обратной задачи определения пространственно-временного распределения деформаций в зонах субдукции по спутниковым геодезическим данным.

### **ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ**

Курило-Камчатская зона субдукции является одним из наиболее сейсмически активных регионов не только в России, но и во всем мире. Начиная с 1904 г. сильнейшие и катастрофические землетрясения с магнитудой  $M \geq 7.7$  происходили в среднем через каждые 5.8 лет [Федотов, 2005]. К числу сильнейших землетрясений относятся парные Симуширские землетрясения 15.11.2006 г.  $M_w=8.3$  и 13.01.2007 г.  $M_w=8.1$  в центральной части Курильской дуги, повлиявшие на развитие геодинамики Курильского региона. С развитием спутниковых геодезических наблюдений в данном районе появилась возможность исследовать медленные межсейсмические процессы деформирования, сопровождающие сильные землетрясения, и проследить их вариации не только по пространству, но и во времени.

#### **3.1. Особенности тектонического строения и сейсмичности региона Курильской островной дуги**

Общая протяженность Курило-Камчатской зоны субдукции составляет 2200 км, при этом на долю островов Курильской гряды приходится 1200 км [Федотов, 2004]. Как и большинство островных дуг Восточной Азии, Курильская дуга является двойной. Внутренняя островная дуга — это собственно острова Большой Курильской гряды (рис. 3.1), которые представляют собой выступающие над уровнем моря вершины вулканического хребта, высота которых составляет от 500 до 1500 м., максимальная - 2 339 м (вулкан Алаид) [Горшков, 1967]. На Курильских островах находится 68 наземных вулканов, из них 39 активных; извержения в среднем происходят здесь раз в 5 лет; вулканический фронт находится на расстоянии 170 км от желоба [Злобин, 2010]. Мощность земной коры под

вулканической дугой колеблется в пределах от 25 до 44 км [Злобин и Злобина, 1991].

Параллельно вулканическому хребту со стороны океана протягивается невулканическая внешняя дуга — подводный хребет Витязя; в южной его части отдельные вершины выдаются над уровнем моря и образуют острова Малой Курильской гряды (рис. 3.1). Междуговый прогиб, разделяющий оба хребта, представляет собой полого-наклонную аккумулятивную равнину, где происходит активное накопление современных осадков. Междуговый прогиб проявляется в рельефе дна только в центральной части дуги, юго-западная и северо-восточная его части полностью перекрыты осадками, мощность которых достигает 2 км [Сергеев, 1976].

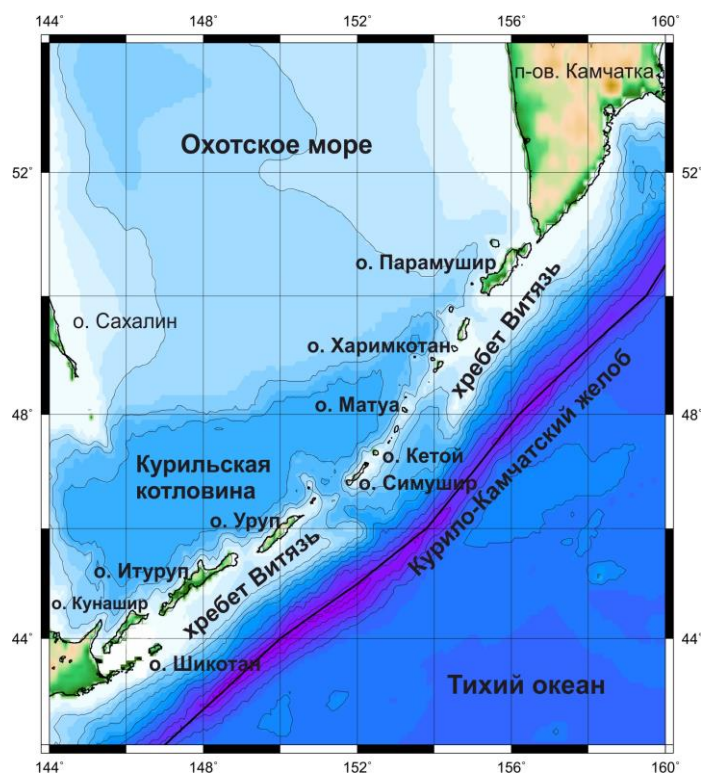


Рис. 3.1. Карта района Курило-Камчатской зоны субдукции.

Нижняя часть океанического склона дуги представляет собой аккреционную призму, которая сложена низкоскоростным осадочным материалом [Сергеев, 1976]. Поперечными разломами склон разбит на отдельные блоки с поперечными размерами от 50 до 200 км [Лобковский и Баранов, 1984; Лаверов и др., 2006]. Предполагается, что проливы между

островами приурочены к этим разломам, в частности, глубоководные проливы Буссоль и Крузенштерна соответствуют наиболее крупным глубинным разломам [Сергеев, 1976].

Океанический склон переходит в Курило-Камчатский глубоководный желоб (впадину), представляющий собой передовой прогиб. Ось желоба расположена параллельно Курильской островной дуге и имеет слегка дугообразную форму. С осью желоба совпадает выход на поверхность сейсмофокальной области. Максимальная глубина составляет 10542 м [Горшков, 1967].

С океанической стороны к глубоководному желобу примыкает вытянутое вдоль него широкое сводовое поднятие океанской коры – краевой вал Зенкевича. Этот вал имеет высоту всего 200-300 м над дном северо-западной котловины Тихого океана. Здесь широко развиты низкие и широкие холмы с высотой от 100 до 300 м, а также обнаружены 16 подводных гор с высотой до 3400 м [Горшков, 1967]. Здесь не наблюдается проявлений современного вулканизма. Краевой вал Зенкевича в геофизическом и геоморфологическом смысле является частью Тихоокеанской литосферной плиты [Мировой океан, 2013].

Таким образом, в пределах Курило-Камчатской зоны субдукции выделяются следующие структурные компоненты: краевой вал Зенкевича, глубоководный желоб, океанический склон, невулканическая (внешняя) дуга, маркируемая Малыми Курильскими островами и подводным хребтом Витязя, междуговой прогиб, вулканическая (внутренняя) островная дуга, представленная островами Большой Курильской дуги, и тыловой склон, погружающийся в Курильскую котловину (задуговый бассейн) (рис. 3.1).

Согласно концепции тектоники литосферных плит, современная геодинамика и сейсмичность Курило-Камчатского региона обусловлена субдукцией Тихоокеанской плиты под Североамериканскую (Охотоморскую) в западном субширотном направлении в сторону Евразии (рис. 3.2). Скорость взаимного сближения плит вкрест простирания желоба составляет порядка 8

- 8,7 см/год [Стеблов, 2004; Хаин и Ломизе, 2005]. Зона контакта двух плит является сейсмофокальной зоной (рис. 3.2).

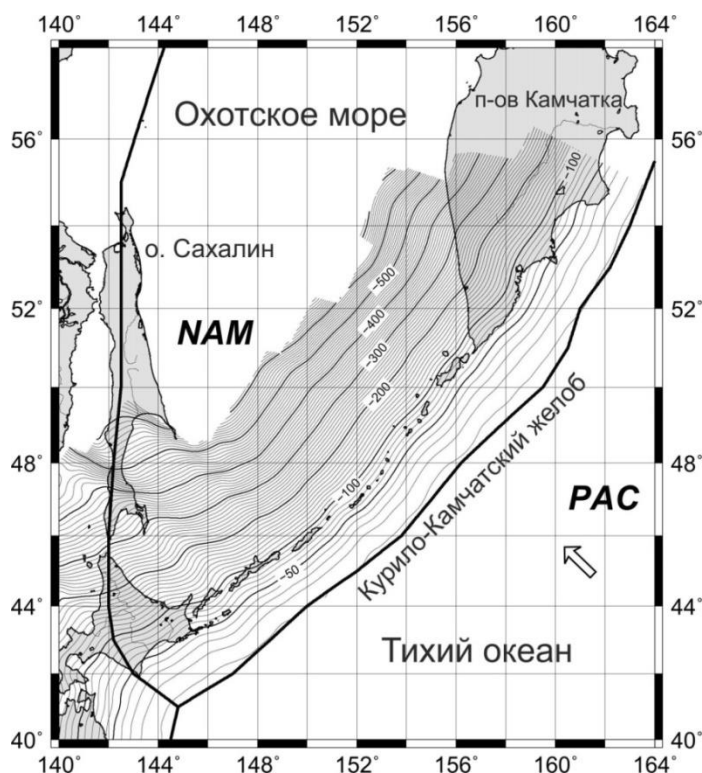


Рис. 3.2. Профиль Курило-Камчатской сейсмофокальной области [Hayes et al., 2012]. Обозначения плит: РАС – Тихоокеанская, НАМ – Североамериканская.

Геометрия сейсмофокальной области проявляется в пространственном распределении землетрясений (рис. 3.3). Основная часть эпицентров концентрируется между внешней дугой и глубоководным желобом. Здесь располагаются эпицентры мелкофокусных землетрясений с глубиной очага до 80 км, которые, как правило, сопровождаются цунами. Примером такого землетрясения является первое Симуширское землетрясение 2006 г. Промежуточные (80-300 км) по глубине землетрясения располагаются под внутренней островной дугой и на небольшом удалении от нее. Глубокофокусные землетрясения происходят в области Охотского моря (рис. 3.3) [Атлас землетрясений в СССР, 1962]. Также наблюдается сейсмичность на внешнем поднятии глубоководного желоба, связанная с изгибом погружающейся плиты [Андреева и Родкин, 2013; Christensen and Ruff, 1988]. К таким землетрясениям относится второе Симуширское землетрясение 2007 г.



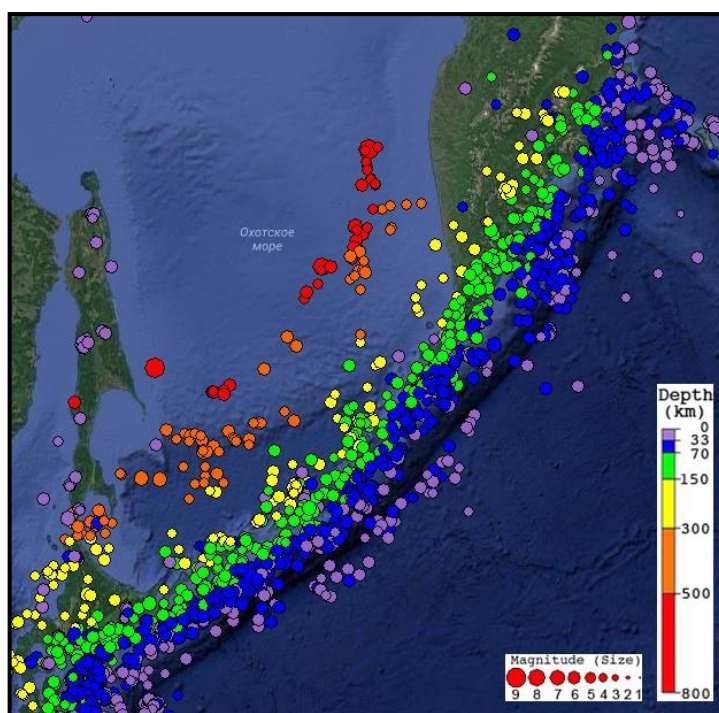


Рис. 3.3. Сейсмичность Курило-Камчатской зоны субдукции в период с 01.01.1996 по 01.10.2017 по данным каталога IRIS (источник <http://ds.iris.edu/ieb/>).

### 3.2. Симуширские землетрясения 2006-2007 гг.

15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. восточнее острова Симушир произошли два мелкофокусных сильнейших землетрясения с магнитудами  $M_w = 8.3$  и  $M_w = 8.1$  соответственно (по каталогу GlobalCMT). Афтершоки данных землетрясений, не перекрываясь заполнили собой область сейсмической брешы в срединной части Курильской дуги (рис. 3.4) [Лобковский и др., 2009]. Плоскости разрывов обоих землетрясений простирались параллельно оси желоба. Очаг первого Симуширского землетрясения располагался на континентальном склоне, второго – с океанической стороны глубоководного желоба (краевой вал Зенкевича) [Рогожин и Левина, 2013]. Каждое из указанных событий породило транстихоокеанское цунами. Симуширские землетрясения подтвердили долгосрочный прогноз Федотова С. А. на 2004-2013 [Федотов, 2005]. Также вероятность возникновения сильного события в районе Центральных Курил была предварительно выявлена в работах [Лаверов и др., 2006; Лобковский,

2005]. Район предполагаемого очага был исследован, и были заранее смоделированы различные сценарии формирования и распространения волн цунами [Лобковский и др, 2006]. Хотя существовала и другая точка зрения, согласно которой в районе Средних Курил не могут возникнуть землетрясения с  $M > 7.5$  [Тараканов и др., 1977].

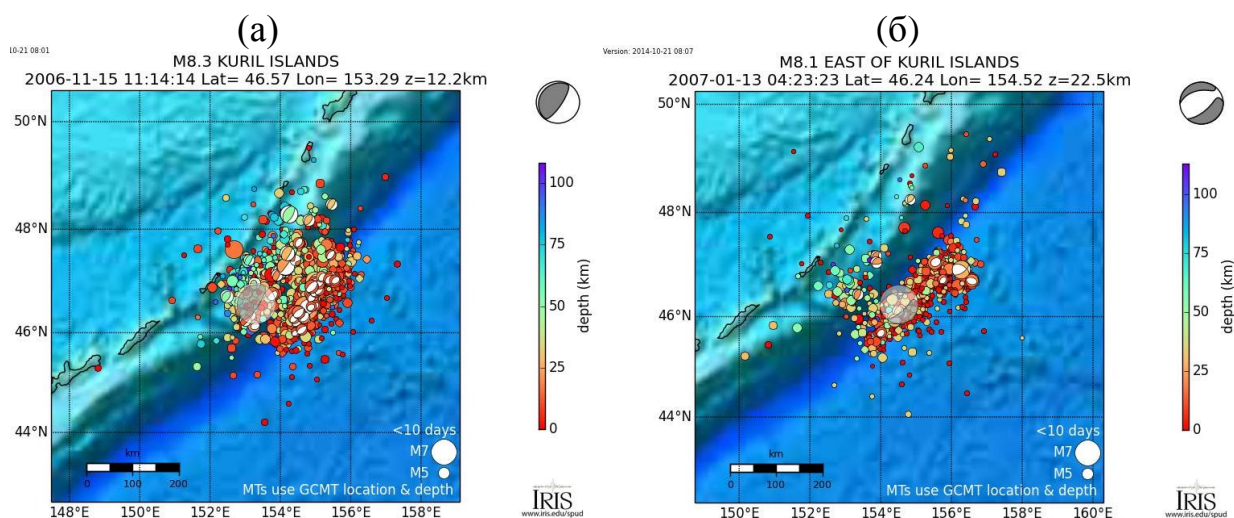


Рис. 3.4. Распределение афтершоков ( $m_b \geq 4.5$ ) землетрясений 15.11.2006 г. (а) и 13.01.2007 г. (б) за первые две недели после главных толчков по данным IRIS (<http://ds.iris.edu/spud>).

В течение первых суток после события 15.11.2006 г. службой NEIC было зарегистрировано 203 толчка с  $M \geq 4.5$  (рис. 3.4). Положение их эпицентров имеет примечательную особенность: наряду с оконтуриванием очага главного события, 120 из них образуют отдельную полосу, оконтуривающую положение магистрального разрыва в очаге второго события [Тихонов и др, 2008; Lay et al, 2009]. Для обоих сейсмических событий заметная афтершоковая активность проявлялась только в течение нескольких суток. В первом афтершоковом процессе виден дефицит числа событий с  $M = 6.5 - 7.0$ . Незавершенность разрядки напряжений и длительное затишье привели к повторному толчку, почти сопоставимому по силе с первым [Лобковский, 2015; Steblov et al., 2008]. Линейные размеры облака афтершоков первого Симуширского землетрясения составили  $L=230-300$  км и  $W=120-150$  км, второго Симуширского землетрясения –  $L=230-300$

км,  $W=50-90$  км ( $L$ –простираение,  $W$ –ширина по падению) [Steblov et al, 2008; Рогожин и Левина, 2013]. Большая протяженность указанных событий требует учета пространственного распределения деформаций в очаге землетрясения при сопоставлении с развитием межсейсмических деформаций.

Интересен тот факт, что в районе Средних Курил в 1780 г. произошло два землетрясения 19.01.1780 г. и 29.06.1780 г., магнитуды которых, возможно, превышали значение равное 8 [Новый каталог, 1977]. Землетрясение 29.06.1780 г. сопровождалось цунами, высота волн которого достигала 10-12 м. [Новый каталог, 1977]. Согласно [Викулин, 2008] в районе Японо-Курило-Качатской зоны субдукции за 1605 – 2007 гг. достаточно уверенно выделяется 12 парных землетрясений. Таким образом, можно предположить, что сильнейшие Симуширские землетрясения представляют собой характерную для данного района пару событий – дуплет: два толчка сопоставимые по магнитуде через малый отрезок времени на небольшом эпицентральной расстоянии друг от друга [Викулин, 2008; Томилин, 2009; Ammon et al., 2008]. Первое событие в дуплете является триггером для возникновения второго. Землетрясения-дуплеты возникают не часто и не везде, и являются проявлением некоторого общего свойства сейсмического процесса для некоторых регионов [Викулин, 2008; Steblov et al., 2008].

### **3.3. Спутниковые геодезические наблюдения в районе Курильской островной дуги**

Для изучения геодинамики Курильской островной дуги в период с 2006 по 2008 гг. на Курильских островах, от Японии до Камчатки, были размещены 8 станций ГНСС постоянного наблюдения (табл. 1 и рис. 3.5). Установка данных станций осуществлялась геодезическим отрядом Института морской геологии и геофизики ДВО РАН в рамках сотрудничества с Геофизической службой РАН. Также были установлены 4 станции периодических повторных наблюдений.

Таблица 1. Станции ГНСС постоянных наблюдений на Курильских островах, действовавшие в период с 2006 по 2013 гг.

Станция ГНСС		Начало наблюдений	Координаты	
Код	Место расположения		Широта, N	Долгота, E
ITUR	о. Итуруп	26.05.2006	45.23	147.87
KETC	о. Кетой	10.07.2007	47.30	152.49
KHAM	о. Харимкотан	26.07.2008	49.16	154.50
KUNA	о. Кунашир	13.06.2006	44.04	145.86
MATC	о. Матуа	03.08.2007	48.04	153.23
PARM	о. Парамушир	19.08.2006	50.67	156.12
SHIK	о. Шикотан	04.06.2006	43.87	146.83
URUP	о. Уруп	12.09.2006	46.23	150.57

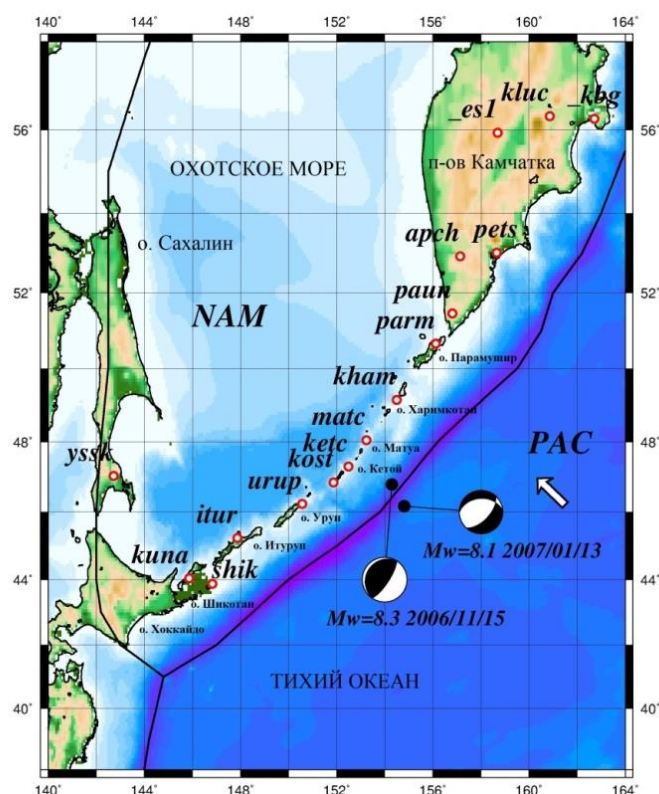


Рис. 3.5. Расположение постоянных станций Курило-Камчатской геодинимической сети. Механизмы очагов Симуширских землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. по данным Global CMT (<http://www.globalcmt.org>).

Временные ряды поверхностных смещений станций ГНСС Курило-Камчатской сети, полученные в работе [Владимирова и др., 2017], позволяют

проанализировать изменения напряженно-деформированного состояния данного региона и выявить следующие закономерности (рис. 3.6):

– быстрые косейсмические смещения различной амплитуды зарегистрированы на всех станциях, по которым имеются измерения до указанных событий, и довольно отчетливо выделяются во временных рядах движения станций;

– во временных рядах смещения станций, расположенных в средней части Курил (MATC, KETC, KHAM, URUP), наблюдаются заметные постсейсмические переходные движения, которые затухают с различной интенсивностью. Направление движения этих станций обращено в сторону океана, в обратном направлении по отношению к субдукции (рис. 3.7);

– во временных рядах смещения станций, расположенных на юго-западе и северо-востоке Курильской гряды (PARM, SHIK, KUNA, ITUR/ITU1), проявляется устойчивый линейный тренд, который соответствует медленным межсейсмическим движениям в северо-западном направлении (рис. 3.7), что совпадает с направлением субдукции Тихоокеанской плиты.

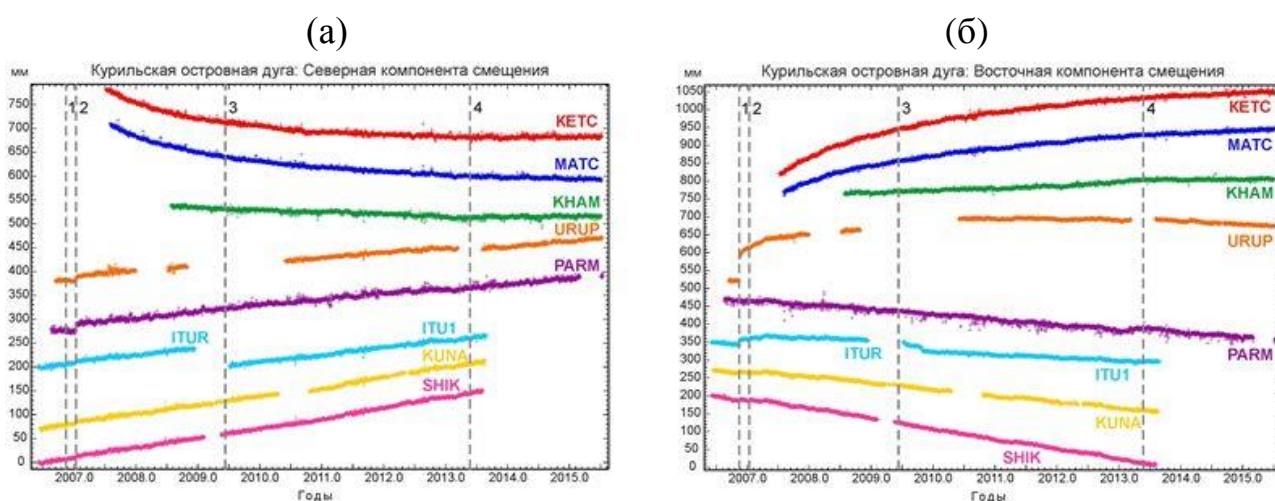


Рис. 3.6. Северная (а) и восточная (б) компоненты смещения наблюдательных пунктов Курильской сети. Вертикальными пунктирными линиями обозначены моменты: 1 – Симуширское землетрясение 2006 г., 2 – Симуширское землетрясение 2007 г., 3 – извержение пика Сарычева 2009 г., 4 – глубокое Охотоморское землетрясение 2013 г. [Владиминова и др., 2017]

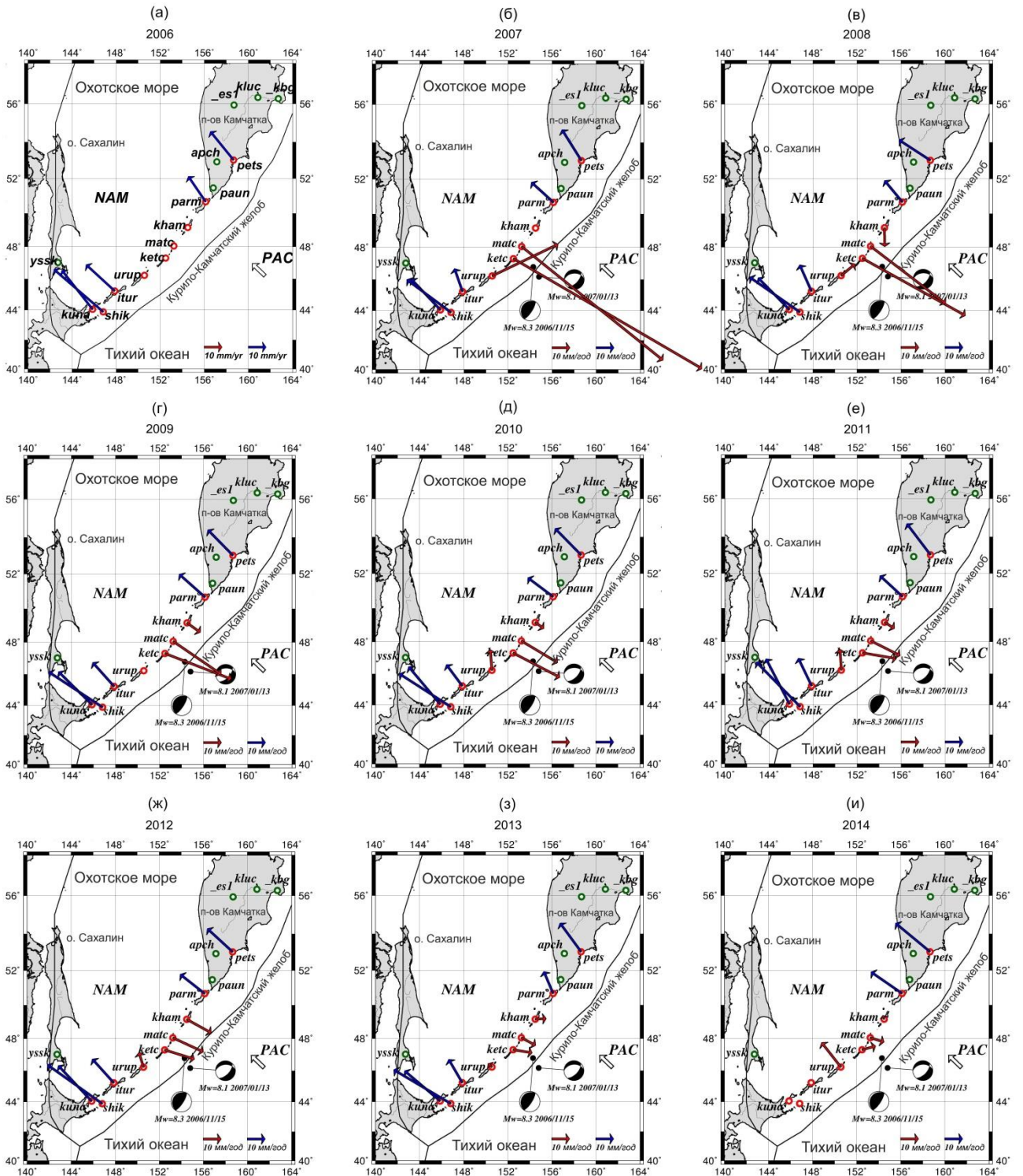


Рис. 3.7. Пространственно-временные вариации скоростей смещений станций ГНСС Курило-Камчатской сети. Красными стрелками показаны скорости смещений станций, отражающие постсейсмические переходные процессы.

Анализ сейсмических и постсейсмических движений Курильских островов был ранее выполнен в [Steblov et al., 2008; Kogan et al., 2011; Владимирова и Стеблов, 2015]: выявлена пространственная взаимосвязь в

локализации максимальных сейсмических подвижек в очагах обоих Симуширских землетрясений, продолжительные интенсивные постсейсмические переходные смещения обусловлены вязкоупругой реакцией астеносферы и спрогнозировано дальнейшее многолетнее вязкоупругое развитие деформационных процессов в очаговой зоне [Владимирова и др., 2011]. В работе [Михайлов и др., 2016], основанной в значительной степени на спутниковых гравиметрических данных, сделан вывод о том, что существенный вклад в наблюдаемые постсейсмические переходные процессы вносит фрикционное асейсмическое развитие сейсморазрыва (крип), а роль вязкоупругой релаксации в данном случае незначительна.

Накопленные в настоящее время многолетние спутниковые геодезические наблюдения после землетрясений позволяют выделить и проанализировать также и другие факторы, определяющие движения земной поверхности в данном регионе, а именно, межплитовое сцепление в зоне контакта нависающей и подстилающей плит.

Применение регрессионного анализа (см. раздел 2.2) позволяет во временных рядах положений станций ГНСС выделить стационарные компоненты смещения с медленно меняющимся линейным трендом (рис. 3.8), которые позволяют оценить деформационные процессы, ассоциируемые с вариациями межплитового сцепления.

Непрерывная кусочно-линейная аппроксимация отфильтрованных временных рядов позволяет получить оценку вариаций скоростей смещения станций Курило-Камчаткой геодезической сети. Период осреднения, обеспечивающий приемлемую точность результирующих скоростей, составляет 1 год (рис. 3.8). Полученные вариации скоростей смещения станций ГНСС позволяют оценить пространственно-временные вариации межплитового сцепления Курило-Камчатской зоны субдукции.

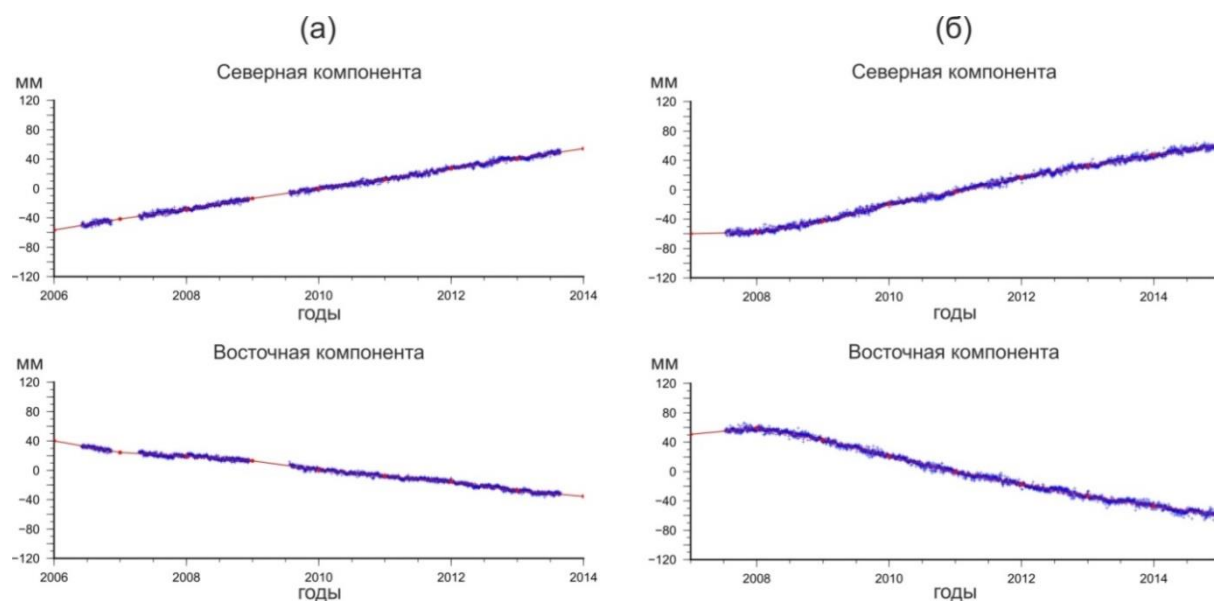


Рис. 3.8. Отфильтрованные временные ряды смещений станций Курильской сети: а. itur, б. ketc. Кусочно-линейная аппроксимация показана красной линией.

### 3.4. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления в районе Курило-Камчатской зоны субдукции

Построение пространственно-временного распределения деформаций в зонах субдукции на основе методологии, описанной в главе 2, предполагает определенную пространственную дискретизацию модели контактной зоны с выбором ее внешних границ и размеров элементов внутреннего разбиения. При значительном простираии и глубине моделируемой зоны существенными факторами также являются кривизна передового прогиба и вариации угла падения (рис. 3.9).

Как отмечалось выше, верхняя граница области моделирования достаточно четко очерчивается осью глубоководного желоба. В то же время, нижняя граница области дискретизации во избежание необоснованных ограничений выбиралась заведомо глубже сейсмогенной зоны, которая достигает по разным оценкам для Курило-Камчатской зоны субдукции глубины 70-100 км [Балакина, 1995].



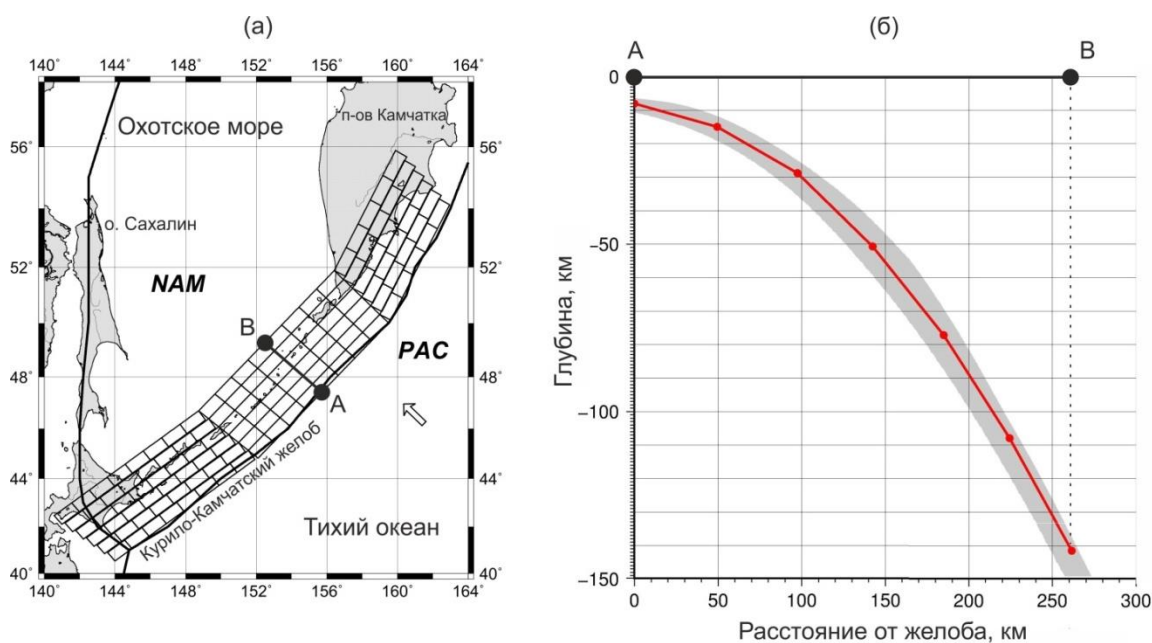


Рис. 3.9. Аппроксимация поверхности Курило-Камчатской сейсмофокальной области. (а) – проекция на горизонтальную поверхность; (б) – вертикальный разрез вдоль линии АВ, серой полосой показан профиль погружающейся плиты.

По вычисленным согласно п. 3.3 вариациям скоростей движения станций ГНСС оценены пространственно-временные вариации межплитового сцепления Курило-Камчатской зоны субдукции (рис. 3.10). Линейное расположение станций, обусловленное местоположением островов, на которых они находятся, приводит к необходимости наложения дополнительных условий для регуляризации задачи, а именно, условие монотонного убывания по глубине искомого распределения (рис. 3.10).

Исходя из полученных распределений межплитового сцепления, выделяются следующие закономерности:

1. После сильнейших парных землетрясений, произошедших в районе средних Курил в 2006-2007 гг., механизм первого из которых согласуется с пологим субдукционным надвигом, наблюдается ослабление межплитового сцепления в очаговой зоне первого события (рис. 3.10.б). Т.е. в результате этого землетрясения произошла полная реализация накопленного ранее деформационного потенциала данной части сейсмофокальной зоны, что позволяет принять указанное сейсмическое событие за начало отсчета для оценки последующего накопления сейсмогенного потенциала в межплитовой контактной зоне.

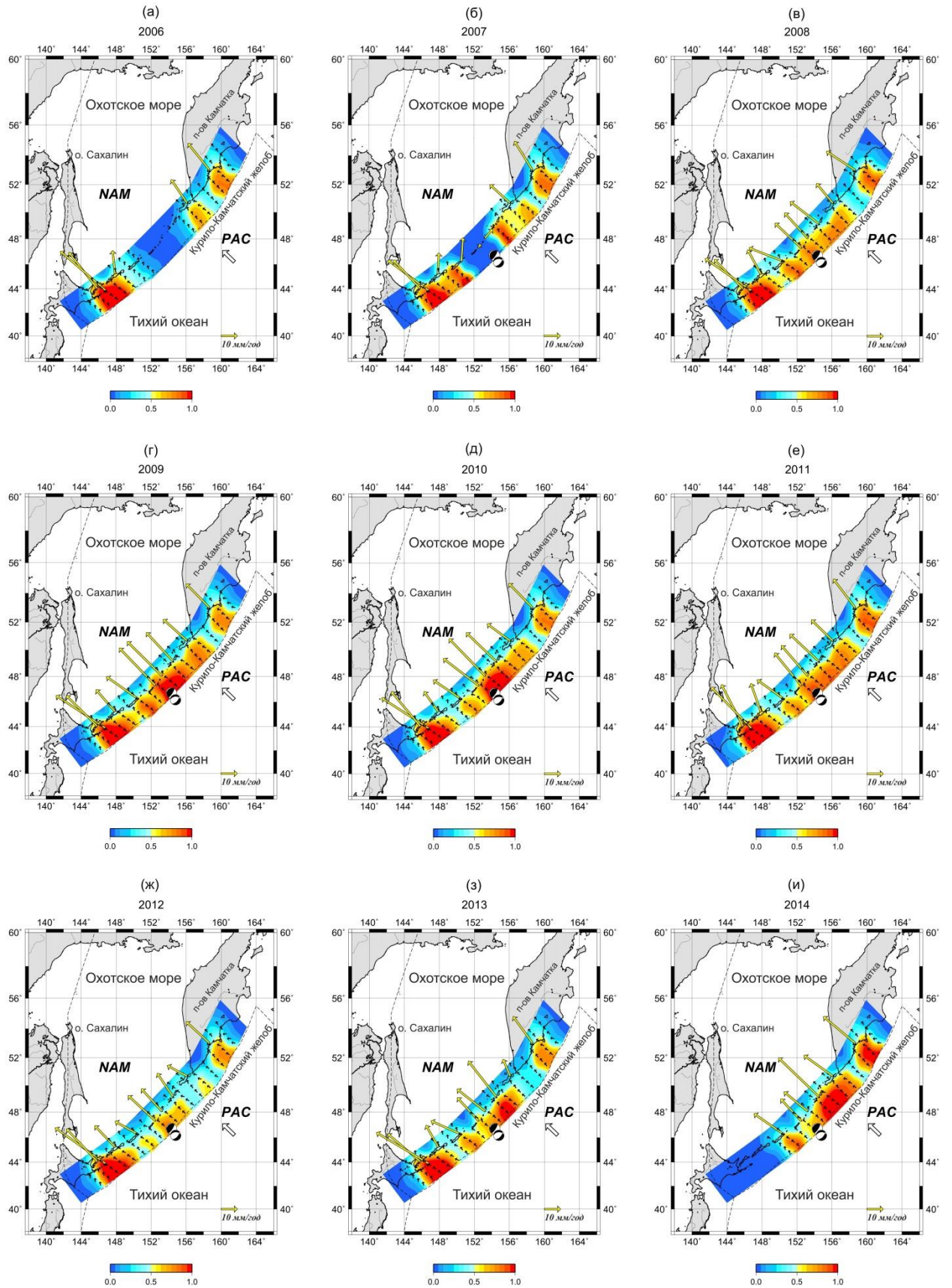


Рис. 3.10. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления в районе Курило-Камчатской зоны субдукции. Механизмы очагов Симуширских землетрясения.

2. Со временем сцепление в очаговой зоне проявляет тенденцию к восстановлению, что подтверждает начало нового цикла накопления упругих напряжений (рис. 3.10.в–и).

3. В найденном распределении сцепления выделяются юго-западный и северо-восточный фланги Курильской гряды, которые проявляют стационарный характер, слабо меняющийся во времени. Сравнение с кратковременными предсейсмическими данными (рис. 3.10.а) позволяет предположить, что межплитовое скольжение в Курильской зоне субдукции происходило в таком же режиме и перед Симуширскими землетрясениями 2006–2007 гг.

Вопрос о том, насколько сопоставимо состояние зоны субдукции после сильнейшего межплитового землетрясения и перед ним, требует наличия предсейсмических измерений. В частности, принципиально важен вопрос: существует ли предсейсмическая стадия сейсмического цикла, регистрируемая каким-либо видом измерений? Решение этого вопроса требует наличия предсейсмических измерений и будет рассмотрено на примере Японского региона в 4 главе.

### **3.5. Выводы к главе 3**

Продолжительные спутниковые геодезические измерения смещений земной поверхности дают возможность разделить с помощью регрессионного анализа различные деформационные механизмы в сейсмоактивных регионах, в том числе, количественно смоделировать медленные межсейсмические деформации в зонах субдукции. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны проявляют признаки разных стадий сейсмического цикла в различных ее сегментах.

Слабо меняющееся во времени распределение межплитового сцепления, характерное для межсейсмической стадии накопления упругих напряжений, проявляется в юго-западном и северо-восточном флангах

Курильской дуги, находящихся на значительном удалении от очаговой зоны сильнейших землетрясений 2006-2007 гг. в средней части дуги.

Перестроение межплитового сцепления в районе средних Курил в ходе сильнейших Симуширских землетрясений 2006-2007 гг. проявляется в виде значительного ослабления сцепления в очаговой зоне после землетрясений с последующим восстановлением в пределах годового интервала. Такое развитие во времени состояния данной части сейсмофокальной зоны свидетельствует о полной реализации накопленного ранее деформационного потенциала в ней и подтверждает начало нового цикла накопления упругих напряжений, что, в целом, согласуется с закономерностями развития деформационных процессов в ходе сейсмического цикла.

## **ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ ЯПОНСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ**

Одна из самых густых сетей станций ГНСС расположена на Японских островах. Данный регион является частью Тихоокеанского огненного кольца и относится к числу наиболее сейсмически активных регионов Земного шара. Из недавних сильнейших событий следует отметить катастрофическое землетрясение Тохоку 11.03.2011 г., которое привело к заметному изменению напряженно-деформированного состояния данного региона. Густая сеть станций длительных непрерывных измерений ГНСС, охватывающая период как до, так и после указанного события, позволила рассмотреть взаимосвязь деформаций Японских островов на разных стадиях сейсмического цикла и исследовать вопрос о возможности выявления процесса подготовки сильных землетрясений.

### **4.1. Особенности тектонического строения Японских островов**

Тектоническое строение Японских островов по своей структуре аналогично строению Курило-Камчатского региона. Смежное расположение и схожее строение этих районов позволяет рассматривать их в рамках общего структурного образования – Японо-Курило-Камчатской зоны субдукции. Особенностью Японии является ее расположение в области схождения четырех литосферных плит, конфигурация которых является дискуссионным вопросом (рис. 4.1) [Loveless and Meade, 2010]. Для описания этой области предложен ряд моделей, которые различаются по количеству, размерам, наименованием и видом взаимодействия литосферных плит, например, [Bird, 2003; DeMets, 1992, 2010; Seno et al., 1996]. Эта неопределенность объясняется, в первую очередь, сложностью точного определения границы между Северо-Американской (NAM) и Евразийской (EUR) литосферными плитами. Некоторые модели предполагают, что северное Хонсю и Хоккайдо

принадлежит NAM, другие проводят границу между NAM и EUR через Хоккайдо, и это означает, что большая часть Японии принадлежит EUR [Chapman and Solomon, 1976]. Выделение Охотской [Савостин и др., 1982; Seno et al., 1996] и Амурской [Савостин и др., 1982; Heki et al., 1999] микроплит в данном регионе привели к формированию дополнительных моделей движения плит, различающиеся границами указанных микроплит [Габсатаров, 2015; Савостин и др., 1982; Apel et al., 2006; Kimura and Tamaki, 1986]. В модели NUVEL-1A не выделяются Амурская и Охотская микроплиты [DeMets et al., 1994]. В современной 25-плитной модели MORVEL [DeMets et al., 2010] выделяется Амурская плита, в расширенной модели MORVEL56 добавлена и Охотская микроплита [Argus et al., 2011]

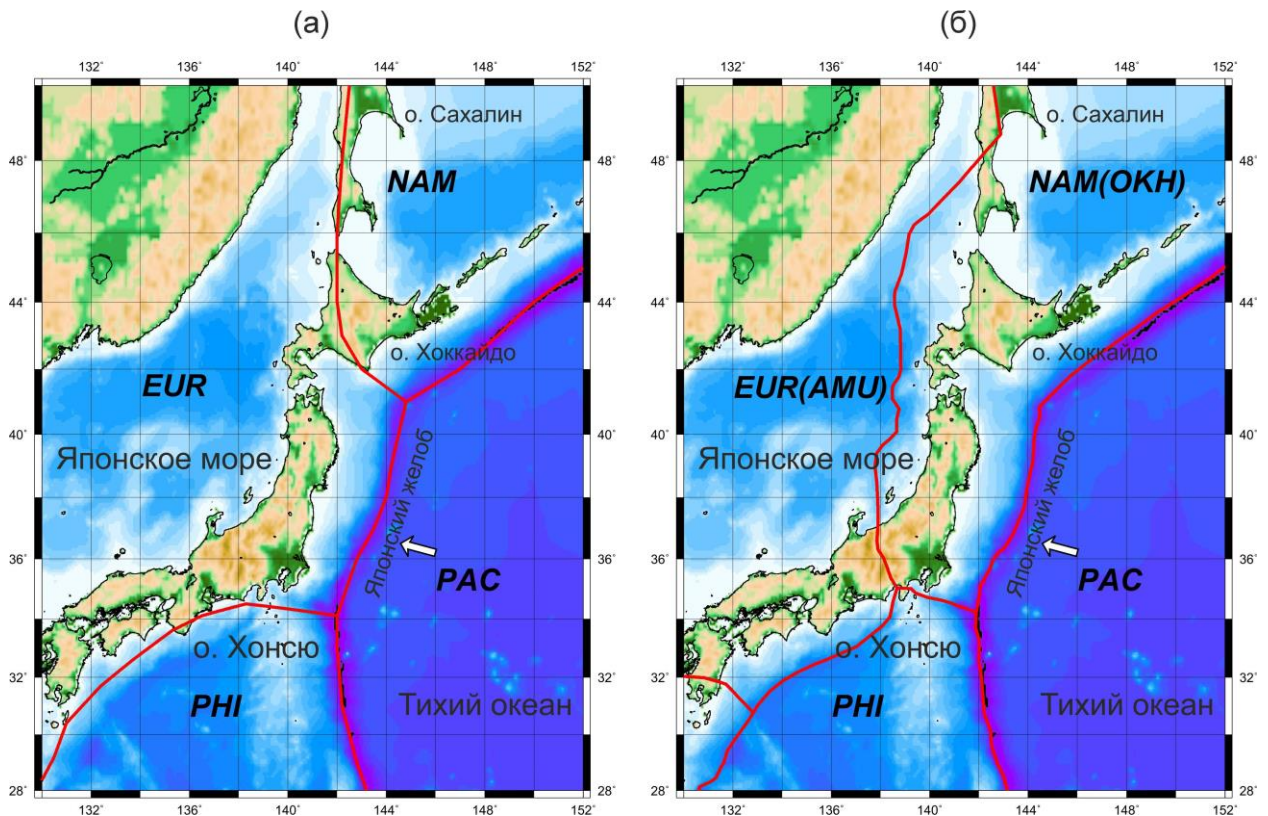


Рис. 4.1. Границы литосферных плит в районе Японских островов: а. – по модели Nuvel1a [DeMets et al., 1994]; б.- по модели Morvel25 [DeMets et al., 2010] и Morvel56 [Argus et al., 2011]. Обозначения плит: EUR – Евразийская, NAM–Северо-Американская, PAC – Тихоокеанская, PHI - Филиппинская.

Таким образом, Японские острова расположены в зоне сочленения четырех литосферных плит. Две из них континентальные – Евразийская (или

Амурская) и Северо-Американская (или Охотская), и две океанические – 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 и Полец, 2014; Kusunoki and Kimura, 1998].

Конфигурация плит в районе Японских островов сложна и дискуссионна, но все модели схожи в том, что Тихоокеанская плита пододвигается под северную часть острова Хонсю. Профиль погружающейся Тихоокеанской плиты показан на рис. 4.2. Скорость пододвигания океанической плиты под континентальную составляет 8.5 см/год в случае, если нависающей плитой является Северо-Американская плита, и 9.6 см/год в случае, если таковой является Евразийская плита [Ikuta et al, 2012; Kogan and Steblov, 2008].

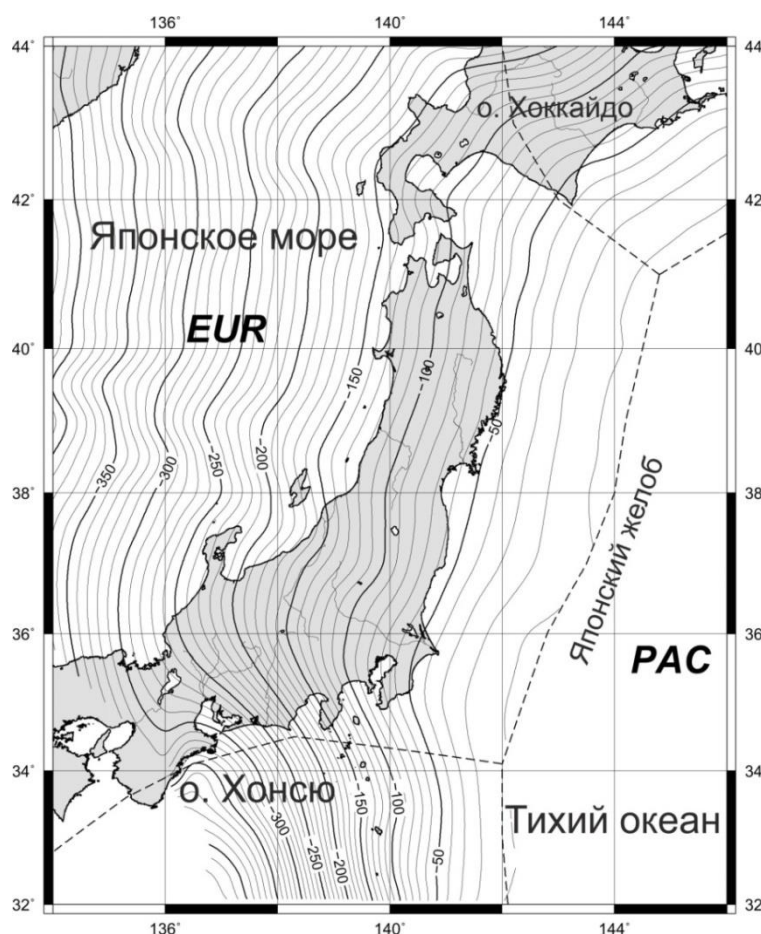


Рис. 4.2. Изолинии глубины погружающейся Тихоокеанской плиты (по данным <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>).

Высокая скорость подовигания океанической плиты под континентальную обуславливает высокую сейсмичность данного региона (рис. 4.3). Здесь произошло одно из самых сильных в истории Японии инструментально зарегистрированных событий – землетрясение Тохоку 11.03.2011 г.

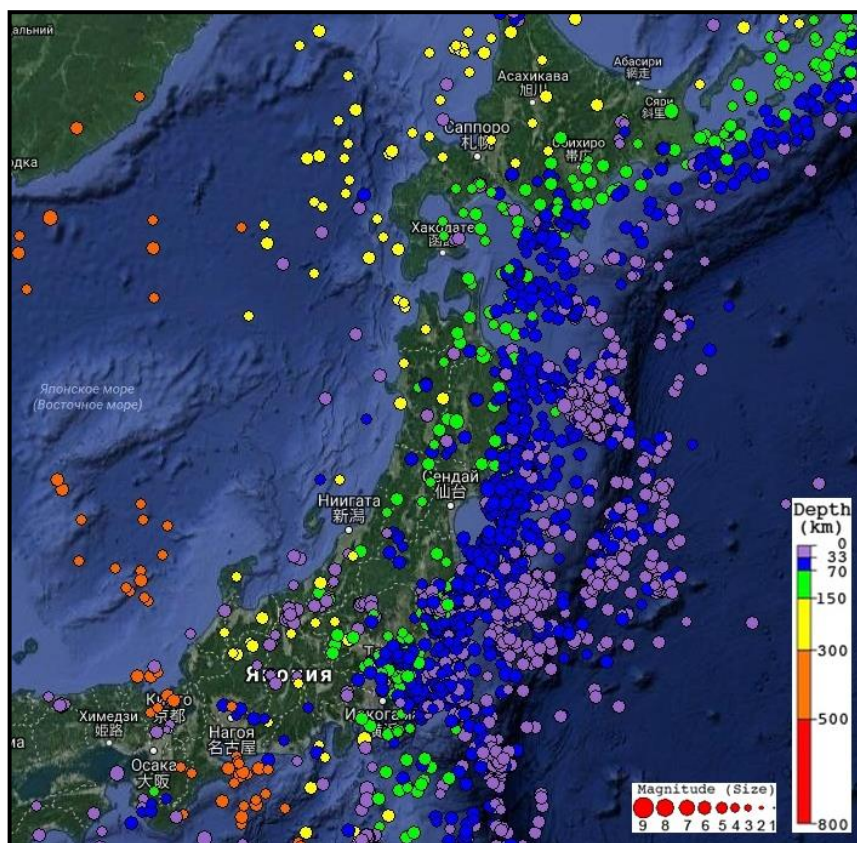


Рис. 4.3. Сейсмичность Японской зоны субдукции в период с 01.01.1996 по 01.10.2017 по данным каталога IRIS (источник <http://ds.iris.edu/ieb/>).

#### 4.2. Землетрясение Тохоку 11.03.2011 г.

11 марта 2011 года в 05 ч 46 мин по Гринвичскому времени у восточного побережья острова Хонсю (Япония, префектура Тохоку) произошло разрушительное землетрясение с  $M = 8.8 - 9.1$  (по разным оценкам), повлекшее за собой человеческие жертвы и разрушения [Маловичко и др., 2011; Diao et al., 2011; Shao et al., 2011]. Эпицентр события располагался в Тихом океане на материковом склоне примерно в 120 км



восточнее побережья острова (рис. 4.4). Гипоцентр очага располагался на границе Тихоокеанской плиты и континентальной [Трубицын, 2011].

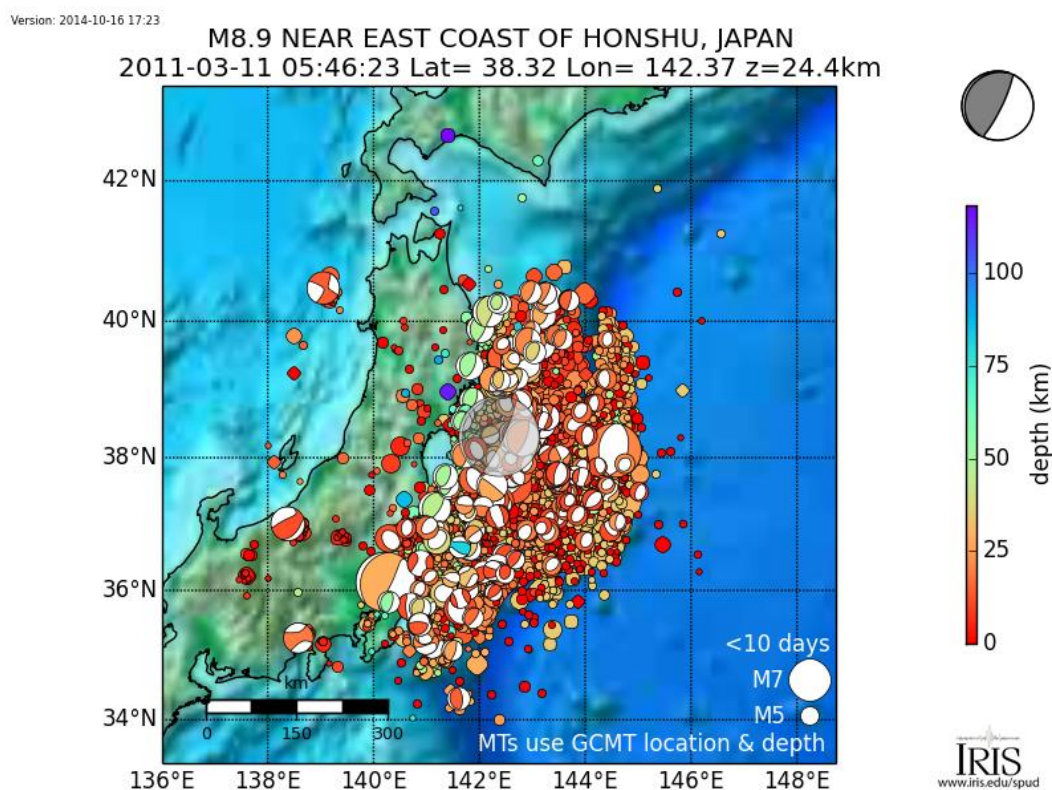


Рис. 4.4. Распределение афтершоков землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. по данным IRIS (<http://ds.iris.edu/spud>)

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.

Анализ особенностей развития сейсмического процесса в очаге этого катастрофического землетрясения показал, что повышение сейсмической активности началось 9 марта 2011 г. По данным Геологической службы США (USGS) 9.03.2011 г. зарегистрирована серия форшоков (45 землетрясений), 23 события с магнитудами от 4.0 до 5.0 и 19 событий с магнитудами от 5.0 до 6.0, также два события с магнитудами 6.0, 6.4 и самый сильный форшок с магнитудой  $M_w=7.5$ . За день до основного события 10.03.2011 г. число землетрясений сократилось до 16 с магнитудами не более 5.6. 11 марта 2011

г. в 14:46 по местному времени (05:46 по Гринвичу) был зафиксирован главный толчок. После него 11.03.2011 г. последовали афтершоки с магнитудами  $M_w=7.9$ ,  $M_w=7.6$ ,  $M_w=7.1$  и многочисленные толчки меньшей силы. За первые 10 дней после главного события произошло несколько тысяч афтершоков с магнитудой от 3 до 7.5 [Ребецкий и Полец, 2014]. Причем эпицентры сильнейших из них располагались в разных частях очаговой области. Четыре из указанных пяти сильных землетрясений являются межплитовыми, а одно с  $M_w=7.6$  произошло внутри Тихоокеанской плиты на ее изгибе со стороны океана к желобу [Трубицын, 2012]. Анализ распределения афтершоков по глубине с 11 по 20 марта показал, что около 40 % землетрясений (793) произошло в интервале глубин от 30 до 40 км. 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 данным ГНСС (подробнее см. главу 5).

### **4.3. Спутниковые геодезические наблюдения в районе Японских островов**

Первые станции непрерывных измерений ГНСС были установлены в 1992 г. Институтом Географических Исследований Японии (Geographical Survey Institute (GSI)) в центральной части о-ва Хонсю (регионы Канто и Токай). К апрелю 1996 Японская сеть уже насчитывает 610 станций непрерывного наблюдения. К 1998 году было установлено уже около 1000 станций с шагом покрытия 20 км [Kato et al, 1998]. В настоящее время Японская геодинамическая сеть насчитывает более 1200 станций

непрерывного наблюдения (рис. 4.5). Таким образом, достаточно густое и равномерное покрытие Японских островов пунктами спутниковых геодезических наблюдений в течение длительного периода (начиная с 1996 г) как до, так и после сильнейшего землетрясения Тохоку, предоставляет широкую возможность для исследования пространственно-временного распределения деформаций земной поверхности на всех стадиях сейсмического цикла.

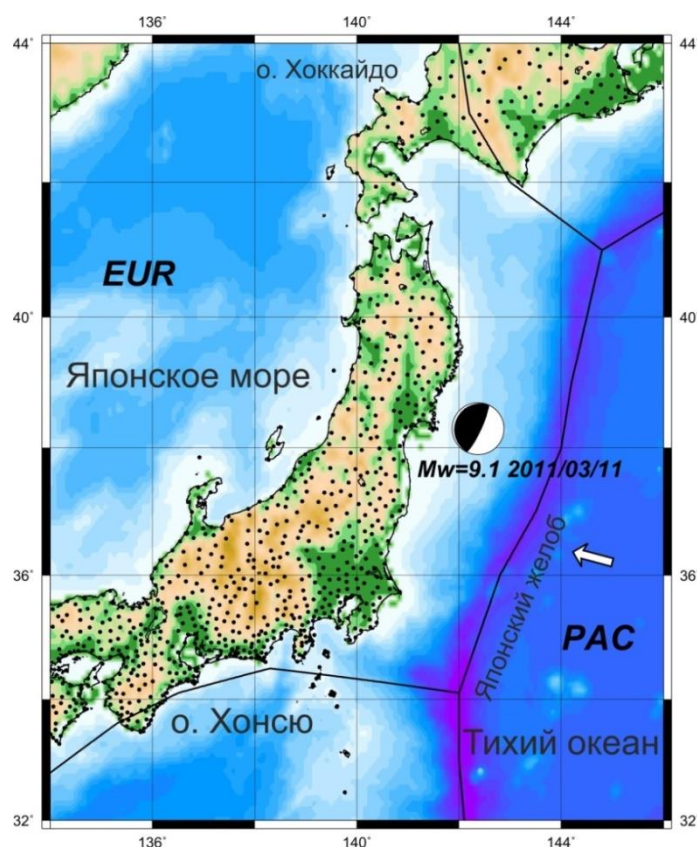


Рис. 4.5. Схема расположения станций Японской сети ГНСС. Механизм очага землетрясения Тохоку 11.03.2011г.

Длительный межсейсмический период проявляется во временных рядах смещения станций ГНСС доминированием линейной зависимости по сравнению с другими вариациями (рис. 4.6). При этом длиннопериодный линейный тренд может медленно меняться вследствие перераспределения деформационных напряжений. 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 такими смещениями от 5 метров на станциях, расположенных вблизи эпицентра землетрясения, 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. 4.6), затухающие с различной интенсивностью.

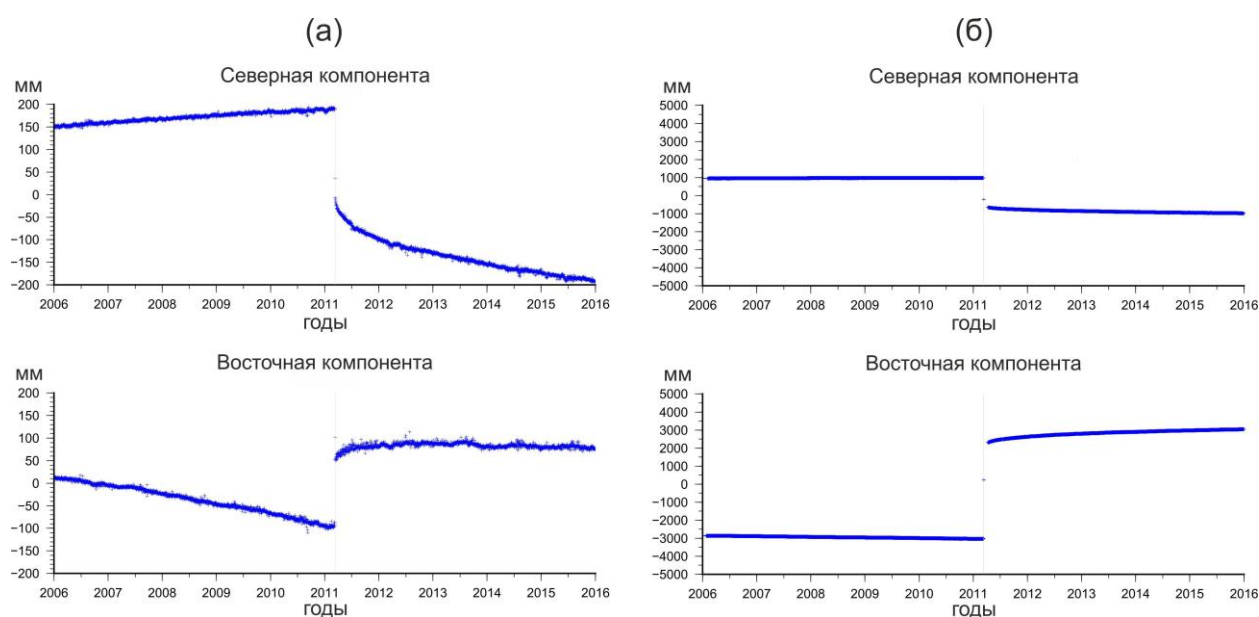


Рис. 4.6. Временные ряды смещения станций Японской сети за период 2006 – 2016 гг.: (а) – станция ГНСС 0024; (б) – станция ГНСС 0550.

Применение процедуры регрессионного анализа, описанной в разделе 2.2, дает возможность во временных рядах смещения станций исключить нелинейные компоненты и выделить те компоненты смещения, вариации которых соотносятся с вариациями межплитового сцепления (рис. 4.7). Непрерывная кусочно-линейная аппроксимация отфильтрованных временных рядов с интервалом осреднения равным 1 году (рис. 4.7) позволяет получить оценку вариаций скоростей смещения станций Японской геодезической сети (рис. 4.8).

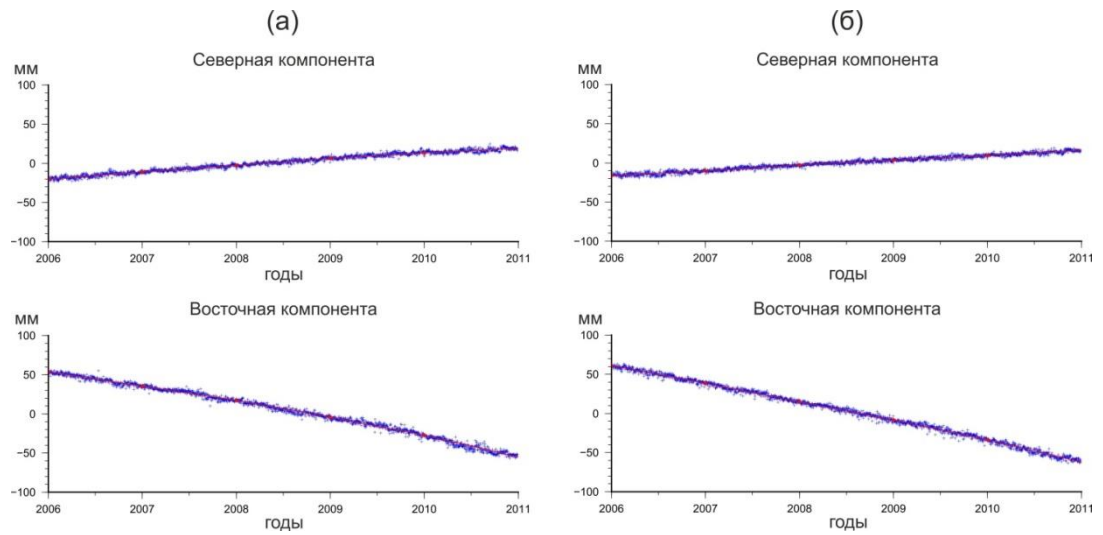


Рис. 4.7. Отфильтрованные временные ряды смещений станций Японской сети за период 2006 – 2011 гг. : (а) – 0024, (б) – 0271. Красная линия – непрерывная кусочно-линейная аппроксимация с интервалом осреднения равным 1 году.

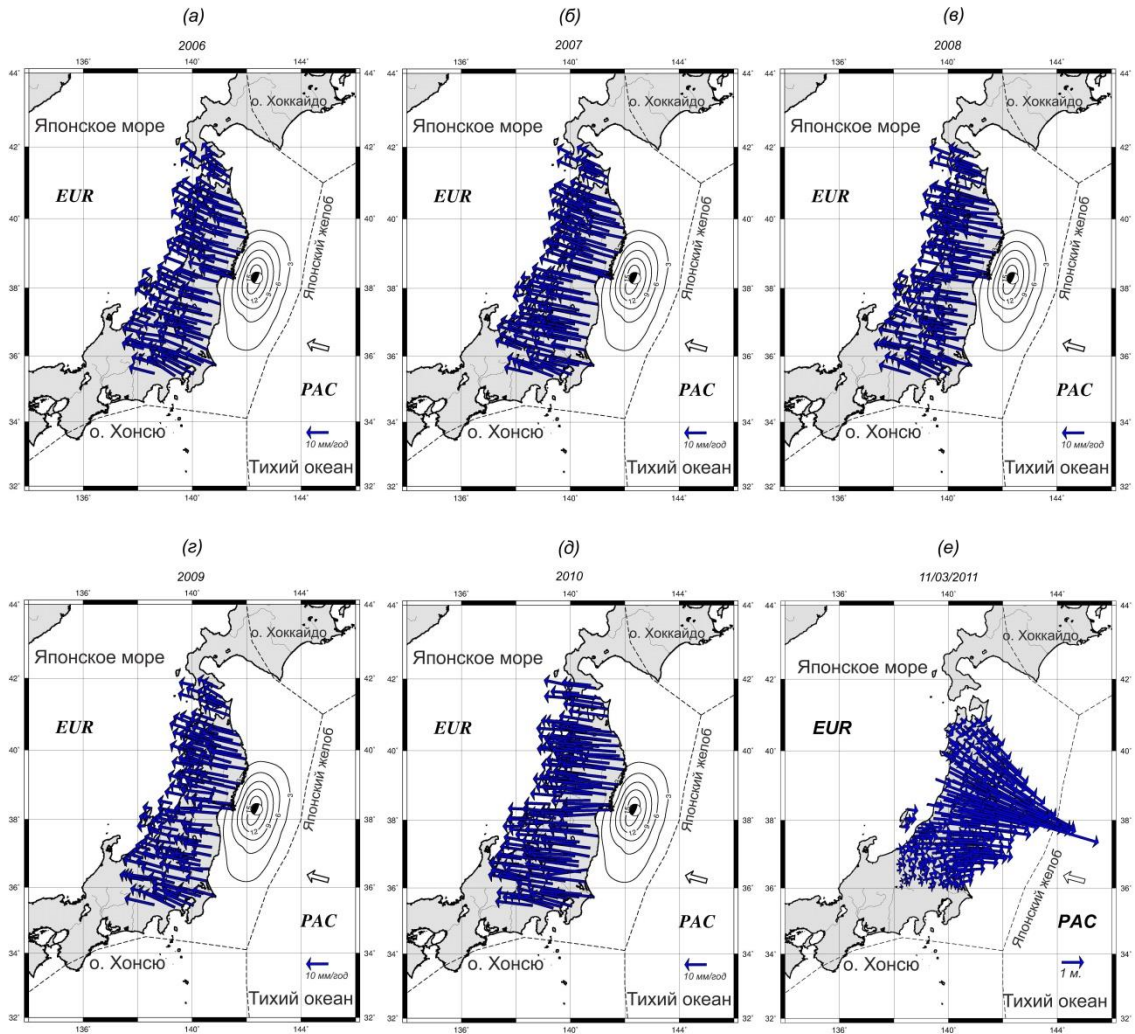


Рис. 4.8. Среднегодовые оценки скоростей смещений станций ГНСС Японской сети (а-д) и смещения вследствие землетрясения Тохоку 11/03/2011 (е). Изолинии в очаге землетрясения Тохоку.

Полученные вариации скоростей движения станций ГНСС позволяют оценить пространственно-временное распределение межплитового сцепления в рассматриваемом регионе.

#### **4.4. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления в районе Японской зоны субдукции**

Построение пространственно-временного распределения деформаций в Японской зоне субдукции на основе методологии, описанной в главе 2, аналогично построению в Курило-Камчатской зоне в главе 3 и также предполагает пространственную дискретизацию модели контактной зоны с выбором ее внешних границ и размеров элементов внутреннего разбиения. При значительном простирании и глубине моделируемой зоны, как в случае Японии, учитываются кривизна передового прогиба и вариации угла падения (рис. 4.2). С этой целью область моделирования сейсмофокальной зоны аппроксимируется набором прямоугольных элементов с переменным углом падения, соответствующим профилю погружающейся плиты (рис. 4.9). Верхняя граница модели, как и для Курило-Камчатской дуги, определялась осью глубоководного желоба. В то же время, нижняя граница области моделирования выбиралась исходя из глубины сейсмогенерирующей зоны, оценка которой определялась для Японии по распределению сильных межплитовых землетрясений, по распределению температуры вдоль контактной поверхности, по геодезическим измерениям. Таким образом, получены значения глубины сейсмофокальной области в диапазоне 50 - 80 км. [Mazzotti et al., 2000; Oleskevich et al., 1999; Tichelaar and Ruff, 1993]. В работе [Suwa et al., 2006] нижняя граница проводится на глубине 100 км. Во избежание необоснованных ограничений нижняя граница области моделирования выбиралась заведомо глубже приведенных значений и составила 125 км (рис. 4.9).

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 теста на устойчивость типа «шахматный код» размер прямоугольного элемента был выбран 50 км на 50 км (см. приложение 1).

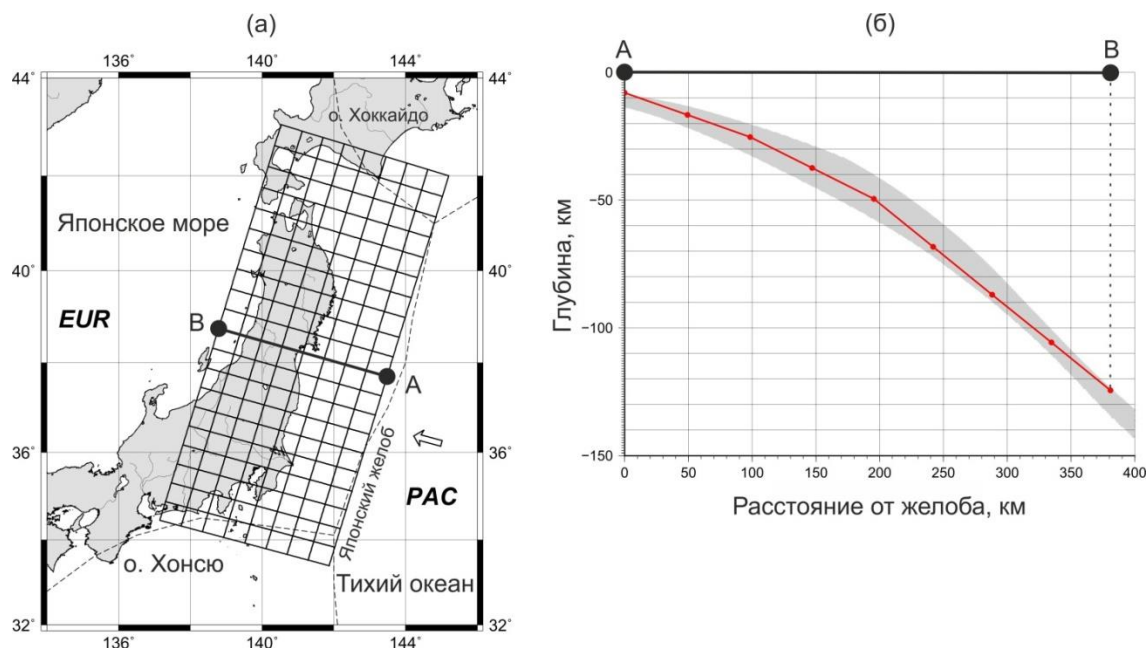


Рис. 4.9. Аппроксимация поверхности Японской сейсмофокальной области: (а) – проекция на горизонтальную поверхность; (б) – вертикальный разрез вдоль линии АВ, серой полосой показан профиль погружающейся плиты.

По полученным в п. 4.3 вариациям скоростей движения станций (рис. 4.8) в области моделирования для Японии построено пространственно-временное распределение межплитового сцепления (рис. 4.10). С целью выявления взаимосвязи предсейсмических и косейсмических деформаций в данном регионе выполнено моделирование косейсмических подвижек в очаге сильнейшего землетрясения 11.03.2011 г. Тохоку по данным ГНСС (подробнее см. главу 5) и сопоставлено с предсейсмическими и постсейсмическими особенностями межплитового сцепления. Построенное пространственно-временное распределение межплитового сцепления (рис. 4.10) и распределение смещений в очаге землетрясения Тохоку позволяют сделать следующие выводы:

1. Пространственные распределения межплитового сцепления не согласуются с теми представлениями, согласно которым сейсмофокальная

зона постоянно находится в состоянии полного сцепления по всей глубине, что нарушается исключительно сейсморазрывами во время межплитовых субдукционных землетрясений. Вдоль контактной зоны длительное время 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 пространственного распределения межплитового сцепления, где в 2008 году происходит серия межплитовых землетрясений (рис. 4.10.б,в), которые разгрузили данную часть сейсмофокальной зоны. Следствием этого стал срыв одной из областей повышенного сцепления (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. 4.10. г). 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. 4.10. г). В 2010 г. на эту локальную особенность (в районе 142 в.д., 38 с.ш.) накладывалось вовлечение более обширной, в частности, более глубокой части контактной зоны в обратное (субдукционное) смещение (рис. 4.10. д). 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. 4.10. е).

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.



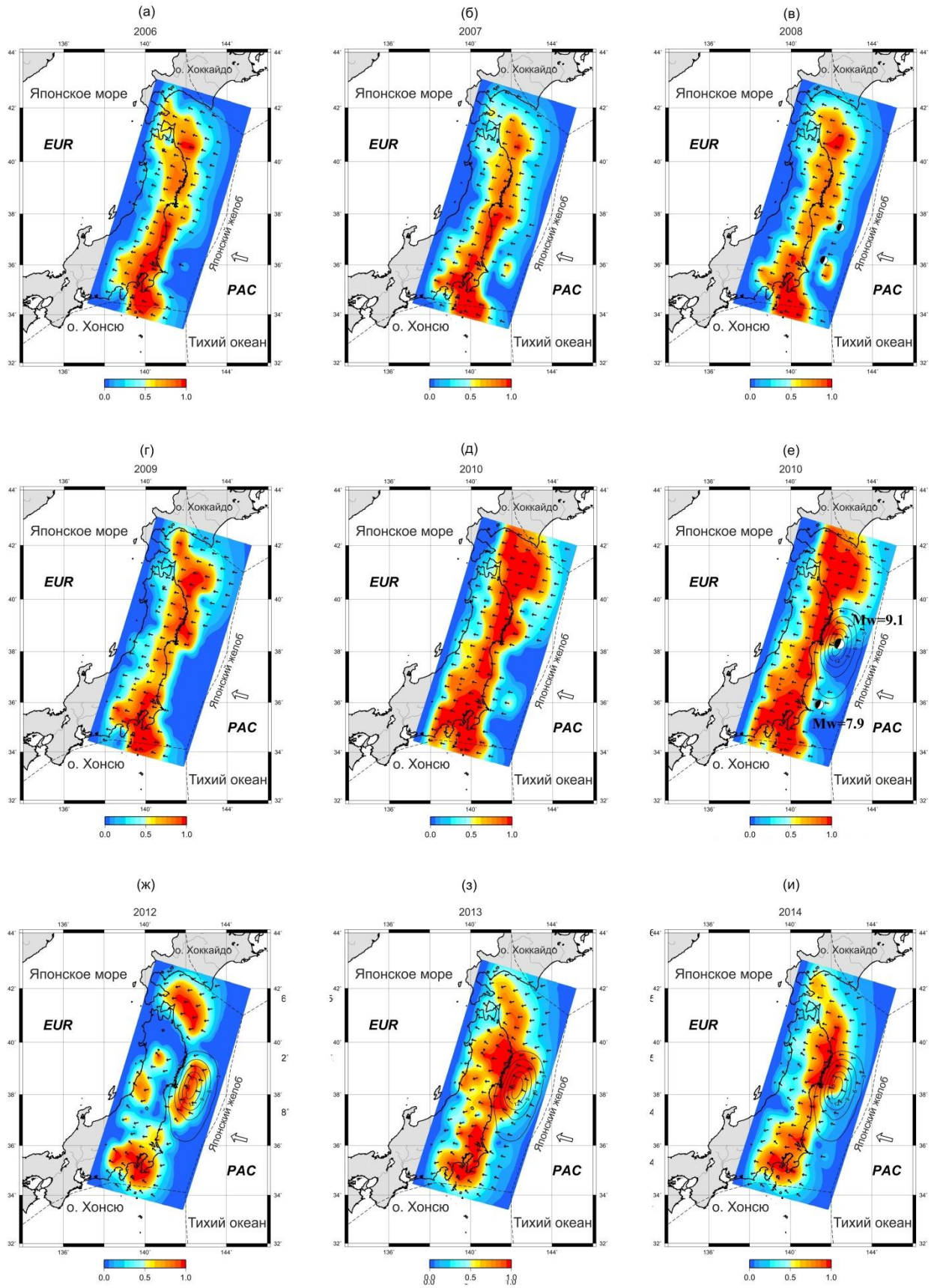


Рис. 4.10. Пространственно-временные вариации межплитового сцепления для Японской зоны субдукции. Изолинии смещений в очаге землетрясения Тохоку 11.03.2011 (е-и).

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. 4.10.ж). Со временем сцепление в Японской сейсмофокальной зоне проявляет тенденцию к восстановлению, что подтверждает начало нового цикла накопления упругих напряжений (рис. 4.10.ж-и). По сравнению с Курило-Камчатской островной дугой время восстановления межплитового сцепления для Японии значительно дольше: 2-2.5 года.

#### **4.5. Выводы к главе 4**

Густая сеть станций ГНСС длительного непрерывного наблюдения Японского региона позволила рассмотреть детальные пространственно-временные вариации деформационных процессов в сейсмофокальной области на разных стадиях сейсмического цикла. 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 простирацию 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, примыкающей к очагу землетрясения, что свидетельствует о разгрузке накопленных напряжений. 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 в течение продолжительного межсейсмического периода (несколько лет).

## **ГЛАВА 5. МОДЕЛИРОВАНИЕ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ**

Значимость изучения предсейсмических смещений в качестве индикатора подготовки сильнейших землетрясений требует соотнесения особенностей предсейсмического деформирования в межплитовой контактной зоне с локализацией сеймотектонических смещений в очаге последующего землетрясения. Кроме того, если ожидаемый очаг находится в мелкофокусной подводной части контактной зоны между островной дугой и глубоководным субдукционным желобом, то такой очаг может генерировать заметные вертикальные подвижки морского дна, вызывающие волны цунами. Таким образом, чтобы оценить, насколько обоснованы деформационные признаки подготовки сильнейшего землетрясения и его цунамигенный потенциал, следует оценить распределение деформаций в очагах сильных землетрясений и соответствующие вертикальные подвижки морского дна.

Методы спутниковой геодезии дают возможность изучать деформации в сейсмически активных регионах на разных стадиях сейсмического цикла. Изучение медленных межсейсмических деформаций позволяет выделить области максимального накопления упругих напряжений, быстрая разгрузка которых может привести к землетрясениям. Распределение деформаций в очагах сильных землетрясений может быть оценено на основе косейсмических смещений земной поверхности по данным ГНСС [Steblov et al., 2008]. В данной главе рассматриваются вопросы моделирования вертикальных поднятий морского дна по измерениям поверхностных смещений методами ГНСС. В целом, весь комплекс подходов к анализу деформаций сейсмоактивных регионов с помощью ГНСС на разных стадиях сейсмического цикла позволяет изучать взаимосвязь предсейсмических и косейсмических деформаций в таких регионах. Возможность получения этих данных в режиме близком к реальному времени позволяет применять их для

оперативного геодинамического мониторинга подготовки и реализации сильнейших субдукционных сейсмических событий, включая цунамигенные.

### **5.1. Оценка косейсмических смещений земной поверхности по данным спутниковой геодезии**

Оценка косейсмических смещений станций ГНСС основывается на анализе временных рядов их положений. Построение временного ряда положений станции ГНСС может быть выполнено в двух режимах: в более точном статическом режиме и в более быстром кинематическом режиме, позволяющем получать оценки положения станций в режиме реального времени.

При статическом режиме обработки данных выполняется оценка ежесуточного положения станции в предположении о неподвижности пункта наблюдения за период осреднения (1 сутки). За счет ежесуточного осреднения устраняются высокочастотные инструментальные шумы, в частности, фазовые радиоволновые неоднозначности, и достигается достаточно высокая точность получаемых оценок. Аппроксимация полиномом первого порядка временного ряда до момента землетрясения и отдельно в течение некоторого времени после момента землетрясения дает оценку косейсмического смещения станции (рис. 5.1.a) [Steblov et al., 2008]. Точность оценки косейсмического смещения в этом случае составляет миллиметры. Данная оценка может быть получена по прошествии нескольких дней или недель с момента землетрясения.

При кинематическом режиме обработки данных ГНСС оценка положения станции выполняется с интервалом регистрации, установленном в регистрирующей аппаратуре, с допущением о подвижности наблюдательных пунктов за период обработки. Интервал регистрации зависит от настроек прибора измерений ГНСС и на практике обычно составляет от 1 секунды до 2 минут. Косейсмическое смещение в этом случае оценивается как разность между положениями станции, осредненными за некоторый промежуток

времени до и после землетрясения. Точность получаемых в таком режиме оценок составляет несколько сантиметров. В работе [Steblov et al., 2008] показано, что оценки косейсмических смещений, полученные в двух указанных режимах, хорошо согласуются между собой (в пределах погрешностей).

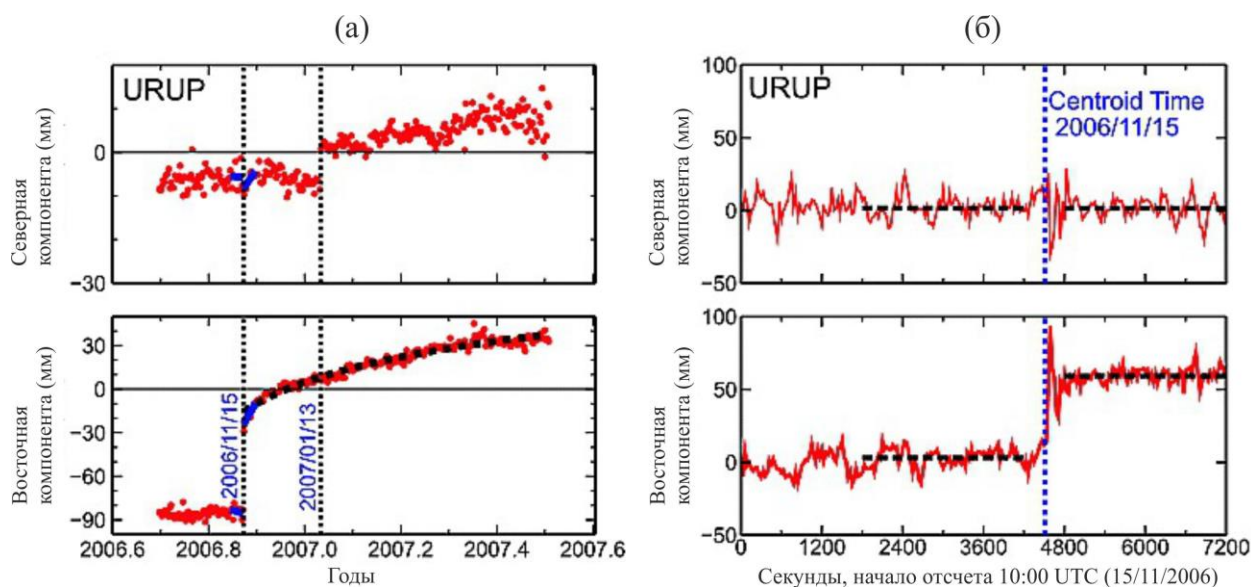


Рис. 5.1. Временные ряды положения станции ГНСС URUP. (а) Ежесуточные оценки положения станции за период 2006.6-2007.6 относительно Северо-Американской плиты. Синие линии – аппроксимация временного ряда полиномом первого порядка за 9 дней до землетрясения и 9 дней после землетрясения. (б) Оценки положения станции с 30-ти секундным интервалом регистрации до и после землетрясения 2006 г. за двух часовой период. Горизонтальные пунктирные линии показывают среднее положение станции осредненное за 40 минут до и после события [Steblov et al., 2008] .

В данной работе для оценки косейсмических смещений положения станций ГНСС использовались временные ряды ежесуточных оценок, выполненные в статическом режиме с использованием программного пакета GAMIT/GLOBK [Herring et al., 2010]. Для обработки данных в кинематическом режиме может использоваться модуль TRACK программного пакета GAMIT [Herring et al., 2010]. Для примера приведены оценки положения станции URUP с 30-ти секундным интервалом регистрации (рис. 5.1.б).

Косейсмические смещения земной поверхности, вычисляемые по данным ГНСС, могут использоваться для оценки распределения смещений в очагах сильнейших землетрясений [Владимирова, 2013; Steblov et al., 2014; Pollitz et al., 2011].

## 5.2. Распределение смещений в очагах сильнейших землетрясений

Согласно алгоритму, описанному в разделе 2.2.2, распределение смещений в очаге землетрясения может быть оценено путем минимизации невязки между смещениями  $\mathbf{V}_{(seism)i}$ , зарегистрированными на станциях ГНСС, вследствие сейсмического события, и смещениями  $\mathbf{V}_{(model)i}$ , смоделированными в тех же точках от распределенной дислокации в очаге:

$$\mathbf{k} = \arg \min_{\mathbf{k}} \left\{ \sum_i |\mathbf{V}_{(model)i} - \mathbf{V}_{(seism)i}|^2 + \lambda \sum_j |k_j|^2 \right\} \quad (5.1)$$

где искомые параметры модели  $\mathbf{k}$  представляют собой компоненты подвижек по непересекающимся прямоугольным элементам, на которые разбивается область сейсморазрыва с учетом вертикального профиля сейсмофокальной зоны.

На основе косейсмических смещений земной поверхности, вызванных сильнейшими землетрясениями в рассматриваемых регионах, выполнены построения распределения подвижек в очагах двух Симуширских землетрясений (рис. 5.2) и землетрясения Тохоку (рис. 5.3).

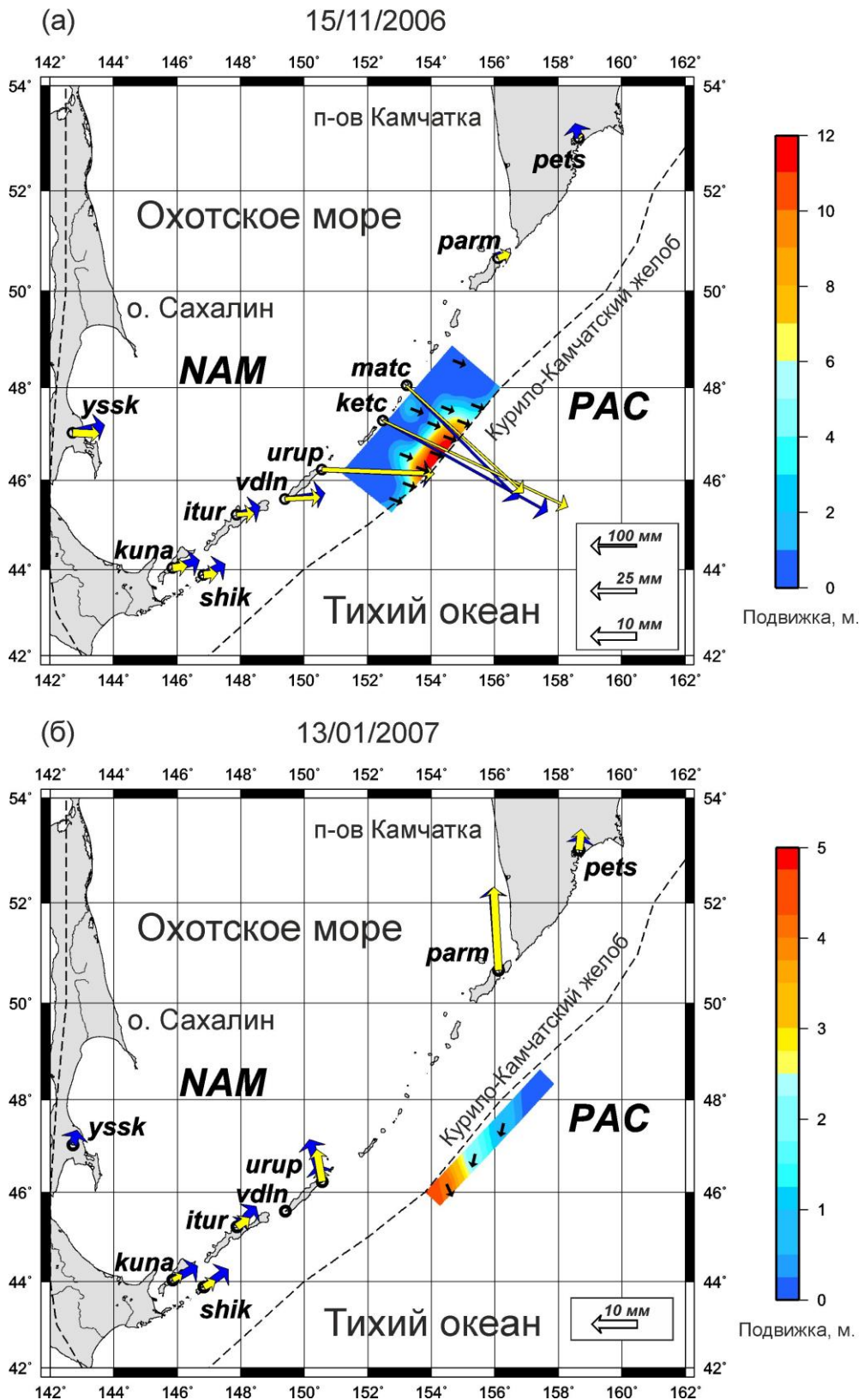


Рис. 5.2. Распределение подвижек в очагах землетрясений: а – первого Симуширского землетрясения (15.11.2006 г.,  $M_w=8.3$ ); б – второго Симуширского (13.01.2007 г.,  $M_w=8.1$ ). Черные стрелки – направления модельных подвижек в очаге. Синие стрелки – измеренные смещение станций ГНСС, желтые стрелки – модельные смещения. Справа от рисунков – шкала подвижек в очаге, м.

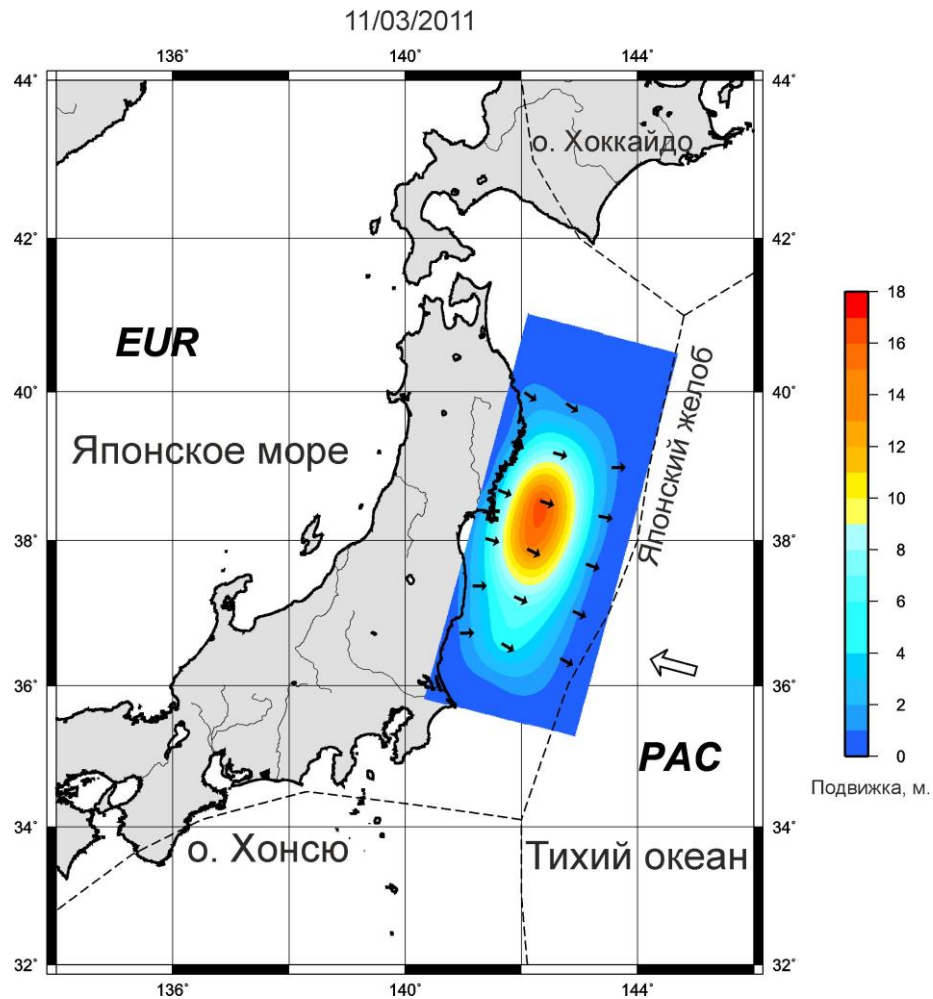


Рис. 5.3. Распределение подвижки в очаге землетрясения Тохоку (11.03.2011 г.,  $M_w=9.0$ ). Черные стрелки – направления модельных подвижек в очаге. Справа от рисунка – шкала подвижек в очаге, м.

Найденные распределения подвижек хорошо согласуются с результатами, полученными в других работах [Loveless and Meade, 2011] и по другим данным, в частности, по телесеismicким [Lay et al., 2009] (рис. 5.4). Однако в силу особенностей самой системы телесеismicких наблюдений подобное распределение не может быть получено в режиме реального времени на основе этих данных.

Измерение поверхностных смещений позволяет более точно и непосредственно определить распределение подвижки в очаге по сравнению с данными сейсмологии. Спутниково-геодезические измерения не ограничены полосой пропускания частот, особенно низких, что характерно для сейсмологии. Кроме того, время пробега осязаемого сигнала,



регистрируемого геодезическими измерениями на малых эпицентральных расстояниях, существенно меньше времени пробега  $P$ -волн, регистрируемых на телесейсмических расстояниях, что заметно ускоряет геодезические определения по сравнению с телесейсмическими.

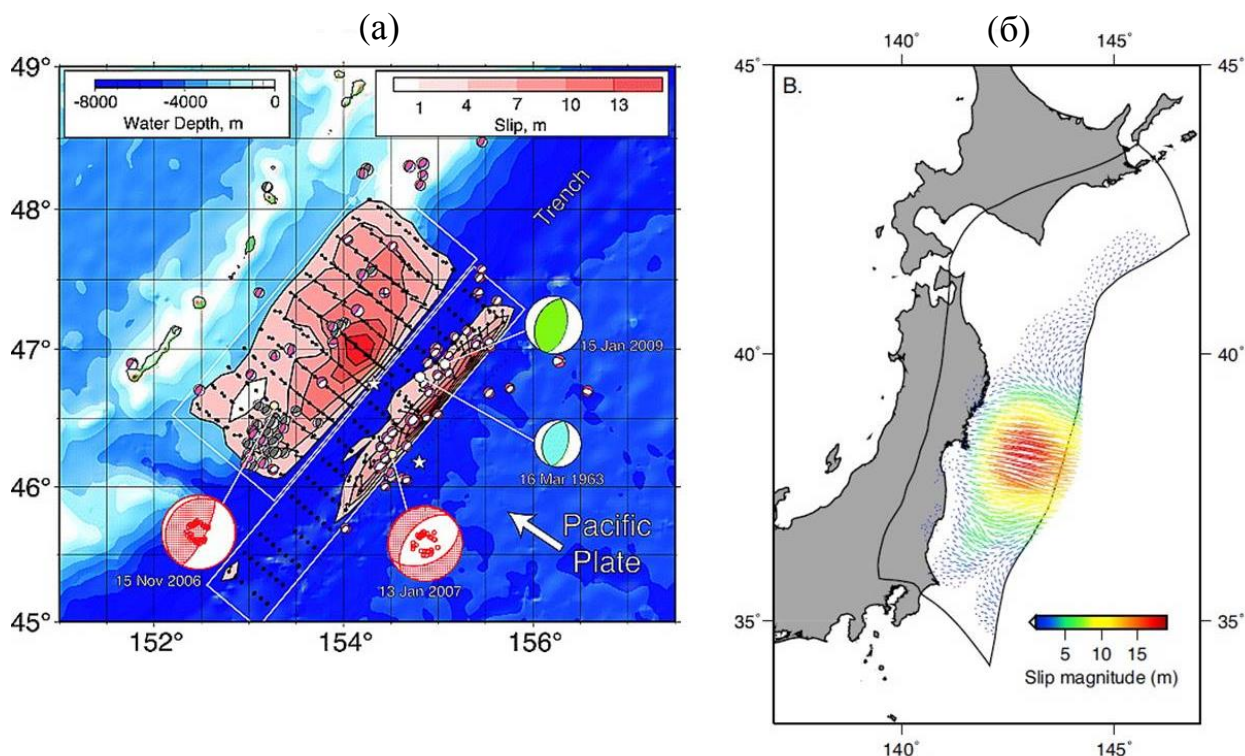


Рис. 5.4. Распределение подвижек в очагах землетрясений: а) Симуширских землетрясений [Lay et al., 2009]; б) землетрясения Тохоку [Loveless and Meade, 2011].

Рассмотренные выше Симуширские землетрясения и землетрясение Тохоку являются мелкофокусными и подводными и, как следствие, сопровождаются цунами.

### 5.3. Практические меры по смягчению последствий от подводных землетрясений

Одним из наиболее опасных и труднопредсказуемых стихийных явлений, угрожающих прибрежным районам Мирового океана, являются цунами. В 20 веке цунами возникали ежегодно, и всего их было зафиксировано 722. За последние 4000 лет в мире отмечено более 2300 цунами во всех океанах и морях земного шара. Подавляющее большинство

цунами возникают в результате сильнейших подводных землетрясений [Носов, 2014]. Поэтому акватория Тихого океана, по причине своей высокой сейсмической активности, является местом наиболее частых возникновений цунами. Цунами образуются в Атлантическом и Индийском океане, также существуют данные о цунами в Средиземном и Черном морях.

Также следует отметить, что последствия от цунамигенного землетрясения могут сказываться и в регионах, значительно отдалённых от очага землетрясения. Например, катастрофическое землетрясение в Чили 1960г. породило волны цунами, которые пересекли Тихий океан и были зафиксированы в Австралии, Новой Зеландии, Японии и на Курильских островах. На побережье Японии высота волн достигала 10м., на Курильских островах (г. Северо-Курильск) – 7 м.

Ущерб от цунами иногда значительно превосходит последствия самого цунамигенного землетрясения. Практические меры по смягчению последствий цунами, наряду с априорными исследованиями, которые подразумевают, главным образом, цунамирайонирование, включают также и оперативное оповещение о приближении волны после того, как зафиксировано сейсмическое событие. Для достоверного определения кинематических и динамических характеристик вероятного проявления волны используются гидродинамические модели распространения волны, которым требуются данные по рельефу морского дна и начальные условия. Рельеф морского дна, главным образом желоба и подводные хребты, определяет фокусировку волн. Эти сведения, как правило, известны достаточно детально по данным батиметрии. Ключевым вопросом для моделирования распространения волны цунами остаются начальные условия, а именно, начальная форма поднятия морского дна в эпицентре. Одним из способов определения этого поднятия являются спутниковые геодезические измерения.

#### 5.4. Моделирование косейсмических смещений дна океана

В приложении к вопросу исследования цунами данные ГНСС о косейсмических подвижках земной поверхности могут быть применены для определения косейсмического смещения дна океана [Сдельникова и Стеблов, 2016]. Моделирование поля вертикальных смещений дна океана по данным ГНСС включает два основных этапа. На первом из них по смещениям на суше вычисляются распределения подвижки в очаге; на втором по найденному распределению подвижки в очаге – поле вертикальных смещений морского дна (рис. 5.5).

Найденные из (5.1) компоненты подвижек по элементам разбиения области сейсморазрыва  $\mathbf{k}$  позволяют определить смещение дна океана в произвольной точке  $\mathbf{r}_{oc}$  по формуле:

$$\mathbf{V}_{up}(\mathbf{r}_{oc}) = \sum_j \left[ k_j \iint_{S_j} G(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) e_j dS \right] \quad (5.2)$$

Вертикальная компонента  $\mathbf{V}_{up}(\mathbf{r}_{oc})$  из (5.2) определяет поле вертикальных смещений в эпицентре землетрясения.

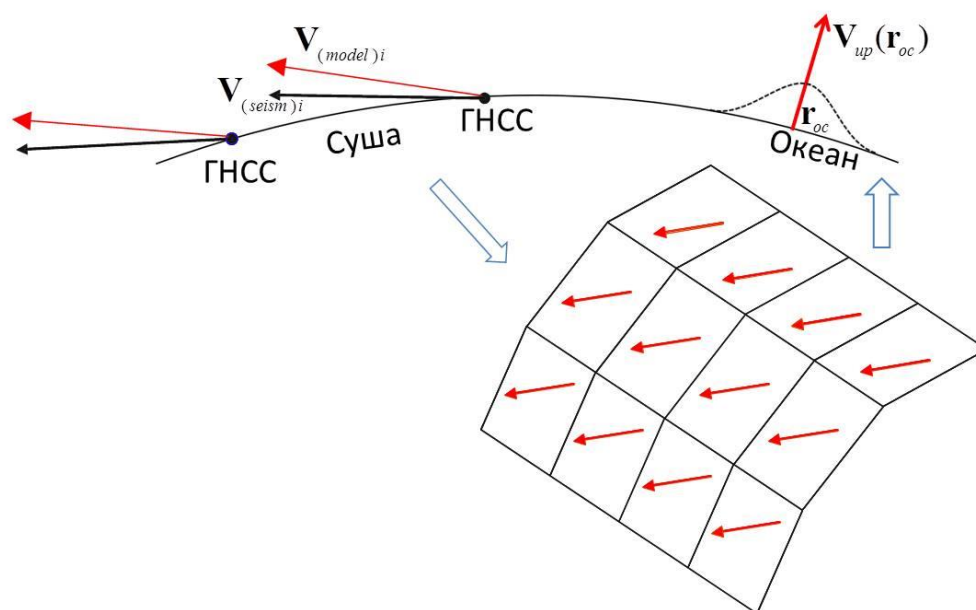


Рис. 5.5. Схема моделирования вертикальных смещений дна океана, вследствие подводного землетрясения.

По полученным выше распределениям подвижек в очагах землетрясений (рис. 5.2, рис. 5.3) в соответствии с описанной методикой построено поле вертикальных смещений в эпицентре двух Симуширских землетрясений (рис. 5.6) и землетрясения Тохоку (рис. 5.7).

Для первого из Симуширских землетрясений 15.11.2006 г.  $M_W=8.3$  максимальное поднятие составило около 3 м, а опускание около 1 м (рис. 5.6.а). Данное землетрясение породило трансокеанское цунами. Волны цунами высотой более 1 м были зарегистрированы в разных частях Тихого океана в Мексике, Перу, Чили, Новой Зеландии. Волны максимальной высоты были зафиксированы на о. Шикотан в пос. Малокурильск (155 см) и на побережье Калифорнии (177 см) [Лаверов и др., 2009].

При втором Симуширском землетрясении 13.01.2007 г.  $M_W =8.1$  поднятие дна было незначительное и составило 0.4 м, а опускание составило более 2 м, что объясняется сбросовым типом данного землетрясения (рис. 5.6.б). Это землетрясение также породило трансокеанское цунами, которое оказалось более слабым по сравнению с названным выше.

После двух Симуширских событий на Курильские острова было организовано нескольких комплексных экспедиций [Левин и др., 2007]. По их данным, максимальные заплески, составляющие 17–20 м, наблюдались на побережьях островов Матуа, Кетой и юго-восточном побережье о. Симушир [Левин и др., 2008]; по мнению авторов [Лаверов и др., 2009], они связаны с цунами 2006 г. Однако согласно данным численных расчетов [Rabinovich et al., 2008] в локальной зоне вблизи источников максимальные значения заплесков цунами 2007 г. должны были быть больше.

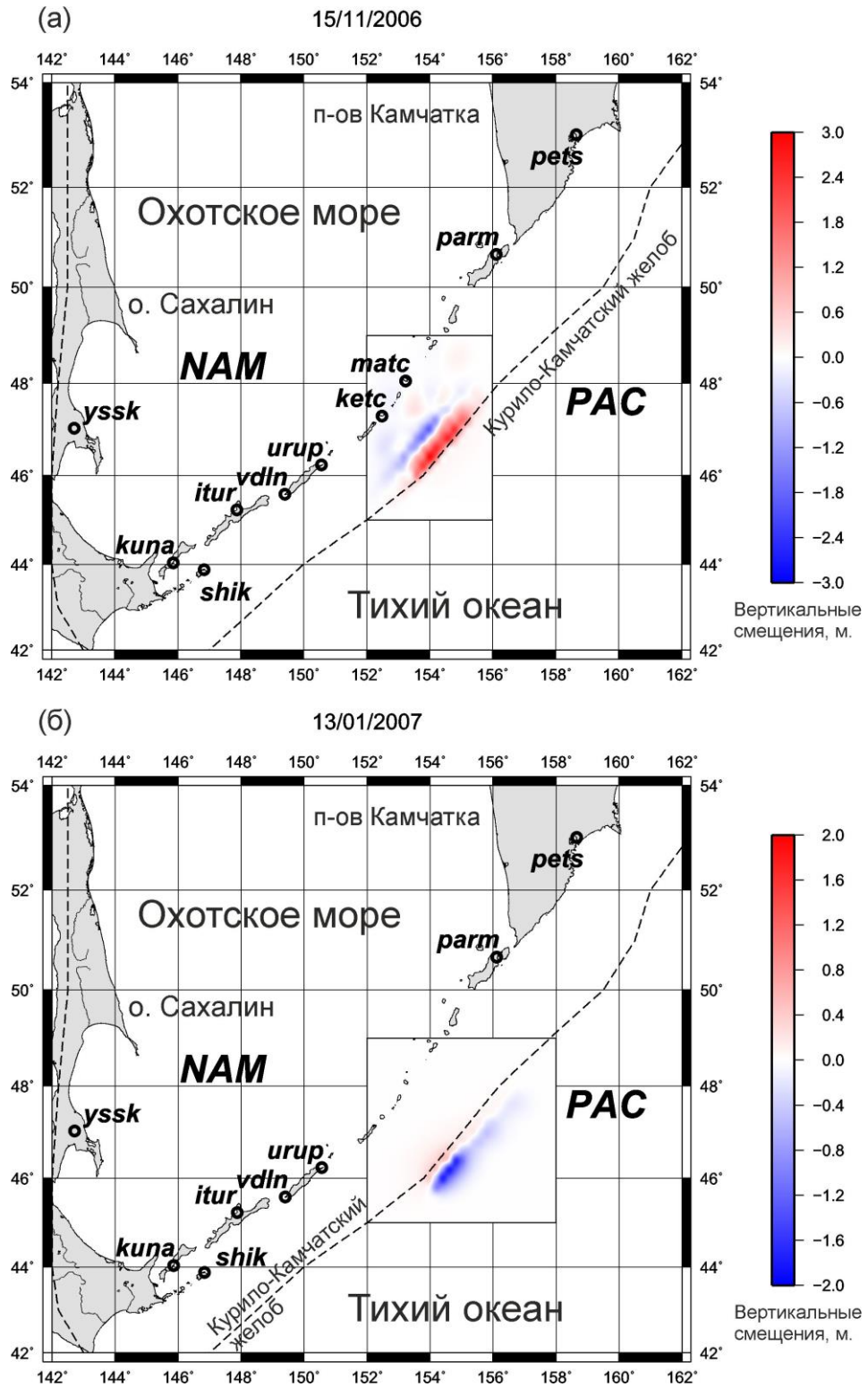


Рис. 5.6. Поле вертикальных смещений дна океана в эпицентрах первого (а) и второго (б) Симуширских землетрясений. Штриховая линия – границы плит. Справа от рисунков – шкала вертикальных смещений, м.

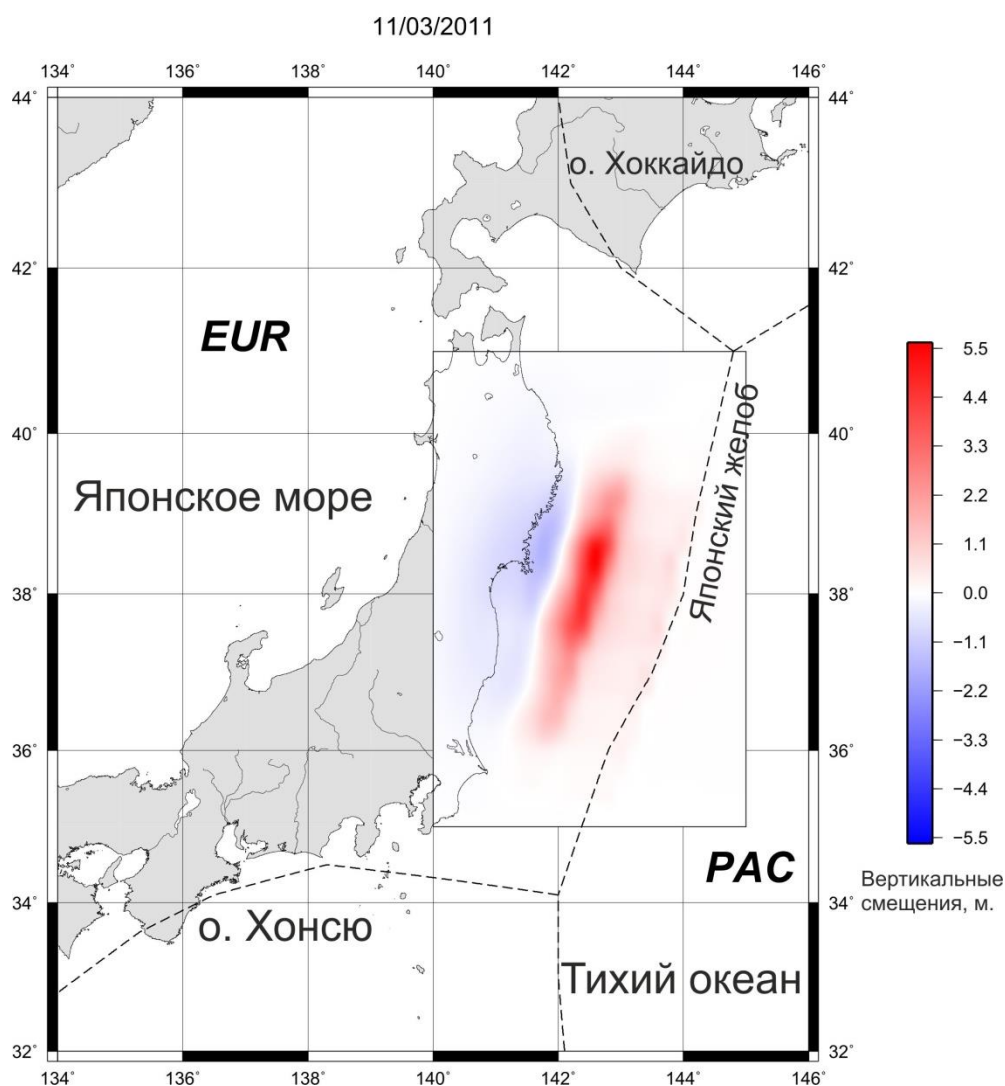


Рис. 5.7. Поле вертикальных смещений дна океана в эпицентре землетрясения. Штриховая линия – границы плит. Справа от рисунков – шкала вертикальных смещений, м.

Вертикальное поднятие дна океана во время землетрясения Тохоку в пике превышало 5 метров, огромная площадь поверхности дна в эпицентральной области поднялась выше 2 метров (рис. 5.7). Возникшее в результате этого землетрясения цунами привело к катастрофическим последствиям. Во многих пунктах побережья о. Хонсю высота цунами превышала 20 м при максимальном значении 40 м [Mori et al., 2011].

Сравнивая анализируемые сейсмические события, надо отметить, что в среднем поднятие дна для первого Симуширского землетрясения и землетрясения Тохоку сопоставимы по величине. В то же время, площадь,

охваченная поднятием при землетрясении Тохоку, оказалась гораздо больше, что и отразилось в ощутимых его последствиях.

Построенные распределения вертикальных смещений в эпицентрах землетрясений являются начальными условиями при моделировании распространения цунами и, что наиболее важно, могут быть получены в режиме реального времени. Это обуславливает возможность практического применения технологии ГНСС для раннего оповещения о цунами.

### **5.5. Применение спутниковых геодезических методов для задач раннего оповещения о цунами**

Практическая применимость изложенного подхода, главным образом, определяется соотношением времени, необходимым для решения задачи по моделированию поднятия, и времени прихода волны цунами в ближайший населенный пункт.

Скорость распространения цунами в открытом океане принято оценивать в виде  $c = \sqrt{gH}$ , где  $H$  – глубина воды;  $g$  – ускорение силы тяжести. В Тихом океане при средней глубине порядка 4 км средняя скорость цунами составляет около 0.2 км/с. Таким образом, при расстоянии до очага землетрясения в 200км. время прихода волны составит около 20 мин. Так, например, для первого Симуширского землетрясения первая волна цунами пришла в ближайший населенный пункт (г. Малокурильск) через 1 ч 8 мин, а максимальная через 4 ч 56 мин. Для второго Симуширского землетрясения первая волна пришла в пос. Малокурильск через 1 ч 9 мин после землетрясения, а максимальная волна (72 см) наблюдалась через 2 ч 30 мин [Лаверов и др., 2009]. Для землетрясения Тохоку по данным Японского Метеорологического Агенства наиболее ранние зафиксированные максимальные удары цунами произошли через 26–35 мин после землетрясения.

Время необходимое для моделирования складывается из следующих составляющих:

1. Время прихода сейсмического сигнала на пункт наблюдения. Оно зависит от удаления станций от очага, на которых возможна регистрация заметных сейсмических смещений методом ГНСС в оперативном режиме. Максимальное расстояние до очага землетрясения, от которого фиксируются заметные сейсмические смещения, составляет около 500 км. Наиболее ощутимый (по ГНСС) сейсмический сигнал приходит с поверхностной волной Рэлея с задержкой, определяемой скоростью ее распространения, и составляет несколько минут для прибрежных районов вблизи землетрясений.

2. Время поступления измерений в центр обработки. Благодаря современным средствам связи, в том числе спутниковым, данные практически с любой станции могут передаваться в режиме реального времени.

3. Время обработки, которое можно сократить до нескольких минут, если выполнить заранее ресурсоемкие вычисления, не связанные с конкретным очагом (такие как вычисление функций отклика среды).

Разработанный в настоящее время математический аппарат, современные каналы связи и вычислительная техника позволяют оценивать сейсмические смещения в эпицентре подводных землетрясений 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.

Таким образом, спутниково-геодезический мониторинг смещений земной поверхности – эффективный способ оперативного определения поднятия дна океана в случае сейсмических событий на небольшом удалении (несколько сотен километров), когда это наиболее актуально.



## 5.6. Выводы к главе 5

Для выявления взаимосвязи предсейсмических и косейсмических деформаций в исследуемых регионах было выполнено моделирование косейсмических подвижек в очагах сильных землетрясений по данным космической геодезии. Выявлены практические возможности как предварительного, так и оперативного геодинамического мониторинга реализации сильнейших субдукционных сейсмических событий, в частности, их цунамигенного потенциала. Для обоснования выявленных возможностей приведены результаты моделирования вертикальных смещений дна океана, вызванных Симуширскими землетрясениями 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. и землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковые геодезические методы дают возможность регистрировать как быстрые, так и медленные смещения земной поверхности, что позволяет изучать деформации в зонах субдукции на разных стадиях сейсмического цикла.

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. Выявление пространственных вариаций деформаций в межплитовой контактной зоне достигается путем ее дискретизации с учетом глубинного профиля и линеаризации соответствующей обратной задачи. В свою очередь, выявление временных вариаций выполнено на основе применения регрессионного анализа к исходным временным рядам измерений, которые содержат шумы различных происхождений и отражают процессы различной природы.

Исследована устойчивость решения обратной задачи моделирования межплитовых деформаций в зонах субдукции на основе применения численных тестов.

Предложенный подход был применен для изучения деформационных процессов в Курило-Камчатской и Японской зонах субдукции. Полученные пространственно-временные вариации межплитового сцепления и соотнесение их с развитием сейсмического процесса позволили выявить особенности деформаций в указанных регионах на разных стадиях сейсмического цикла.

Рассмотренные области Курило-Камчатской и Японской зон субдукции проявили неравномерность межплитового сцепления, которое характеризуется сочетанием, как участков полного сцепления, так и зон свободного скольжения, что исключает возможность полного сцепления всей сейсмофокальной зоны.

Наличие предсейсмических измерений ГНСС для Японского региона позволило рассмотреть взаимосвязь косейсмических и предсейсмических деформаций в исследуемом регионе и выявить вариации распределения межплитового сцепления, которые могут служить индикатором подготовки сильнейшего субдукционного события. Перед сильнейшим Японским землетрясением 2011 г. зафиксированы локальные временные вариации межплитового сцепления, сформировавшие его резкий латеральный градиент, а также вариации, охватывающие всю сейсмофокальную зону.

Соотнесение косейсмических и постсейсмических деформаций в рассмотренных регионах позволяет сделать следующий вывод: после сильнейших межплитовых землетрясений (Симуширское землетрясение 2006 г. и Тохоку 2011 г.) происходит перестроение межплитового сцепления и его значительное ослабление в эпицентральной области, что свидетельствует о разгрузке накопленных напряжений. Со временем сцепление в очаговой зоне проявляет тенденцию к восстановлению, что подтверждает начало нового цикла накопления упругих напряжений.

Проанализированы различия деформационных процессов для отдельных сегментов Курильской дуги. Исследованные области Курило-Камчатской зоны субдукции проявляют признаки разных стадий сейсмического цикла в различных ее сегментах. Слабо меняющееся во времени распределение межплитового сцепления, характерное для межсейсмической стадии накопления упругих напряжений, проявляется в юго-западном и северо-восточном флангах Курильской дуги.

Изучение медленных межсейсмических деформаций и их вариаций позволяет выделять области максимального накопления напряжений, быстрая разгрузка которых может привести к возникновению сильнейших землетрясений. Локализация мест наиболее вероятного возникновения землетрясений позволяет выявить цунамигенный характер возможного события. В работе показана возможность практического применения спутниковых геодезических измерений, получаемых в режиме близком к реальному времени, для оперативного оповещения о приближении волны цунами.

В целом, по итогам исследований, представленных в настоящей работе, можно сделать следующие основные **выводы**:

1. Проанализирована модель развития деформационных процессов в зонах субдукции на разных стадиях сейсмического цикла. Рассмотренная модель позволяет в достаточной мере адекватно связать наблюдаемые на земной поверхности смещения с проявлением глубинных тектонических процессов в соответствии с существующими представлениями о геодинамике субдукционных регионов.

2. В рамках рассмотренной модели развития деформационных процессов в зонах субдукции исследованы вопросы пространственной неравномерности межплитового сцепления в таких зонах. На примере изученных в настоящей работе регионов показана значимость учета вариаций сцепления в межплитовой контактной зоне при моделировании тектонических процессов в субдукционных регионах.

3. Анализ временных зависимостей смещений земной поверхности в рассмотренных субдукционных регионах показал возможность выделения временных вариаций поверхностных смещений, связанных с проявлением временных вариаций сцепления в межплитовой контактной зоне на различных стадиях сейсмического цикла, и, в частности, показана возможность инструментального наблюдения стадии подготовки сильнейших землетрясений.

Методы спутниковой геодезии представляют собой перспективное и активно развивающееся направление изучения деформаций земной поверхности. Развитие систем наблюдения деформаций земной поверхности 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 сильнейших межплитовых землетрясений. Это, в свою очередь, позволит усовершенствовать систему мониторинга глубинных тектонических процессов в целом.

**СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Андреева М.Ю., Родкин М.В. Сейсмостектоническая обстановка в океанической области глубоководных желобов // Вестник ДВО РАН. – 2013. – № 3. – С. 9-11.
2. Атлас землетрясений в СССР. Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР 1911-1957 гг. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 337 с.
3. Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений // Физика Земли. – 1995. – № 12. – С. 48–57.
4. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие для геофизических специальностей вузов. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. – 463 с.
5. Владимирова И.С., Стеблов Г.М., Фролов Д.И. Исследование вязкоупругих деформаций после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. // Физика Земли. – 2011. – №11. – С.75–80.
6. Владимирова И.С. Очаговые зоны Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (I) с  $M_w=8.3$  и 13 января 2007 г. (II) с  $M_w=8.1$  по данным космической геодезии // Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. – Обнинск: ГС РАН. – 2013. – С.339–350.
7. Владимирова И.С. Исследование постсейсмических деформаций, сопровождающих сильные землетрясения: дисс. ... кан-та физ.-мат. наук: 25.00.10 / Владимирова Ирина Сергеевна – М., 2015. – 188 с.
8. Владимирова И.С., Стеблов Г.М. Постсейсмическое развитие очаговых зон сильнейших землетрясений // Геофизические исследования. – 2015. – Т. 16. – № 2. – С. 27-38.
9. 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.
10. Габсатаров Ю.В. Кинематика микроплит в Северо-Восточной Азии: дисс. ... кан-та физ.-мат. наук: 25.00.10 / Габсатаров Юрий Владимирович – М., 2015. – 193 с.
  11. Гордеев Е.И. и Павлов В.М. Субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатку: «сейсмическая» скорость поддвига // Физика Земли. – 2009. – №4. – С.56–66.
  12. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. – М.: Издательство «Наука», 1967. – 280 с.
  13. Денисов А.М. Введение в теорию обратных задач: Учеб. пособие.- М.: Изд-во МГУ, 1994. – 208 с.
  14. Злобин Т.К. Геодинамические процессы и природные катастрофы: учебное пособие / Т.К. Злобин. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2010. –228 с.
  15. Злобин Т.К. и Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 6. – С. 24-35.
  16. Касахара К. Механика землетрясений: Пер. с англ. – М.: Мир, 1985. – 264 с.
  17. Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений в скважине // Физика Земли. – 2010. – № 1. – С. 51-61.
  18. Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. – 2009. – № 11. – С. 44-59.
  19. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я. Центрально-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // ДАН. – 2006. – Т. 408. – № 6. – С. 818–821.
  20. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Левин Б.В., Рабинович А.Б., Куликов Е.А., Файн И.В., Томсон Р.Е. Курильские цунами 15 ноября 2006 г. и 13

- января 2007 г.: два транстихоокеанских события // ДАН. – 2009. – Т.426. – № 3. – С. 386-392.
21. Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д., Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г., Белоусов А.Б., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Ньюшко Т.И., Харламов А.А., Коротеев И.Г. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2006 г. (I этап) // Вестник ДВО РАН. – 2007. – № 1. – С. 144–148.
  22. Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д., Рыбин А.В., Пинегина Т.К., Кайстренко В.М., Сасорова Е.В., Разжигаева Н.Г., Белоусов А.Б., Копанина А.В., Борисов С.А., Носов М.А., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И., Ивельская Т.Н., Прытков А.С., Евдокимов Ю.В., Жарков Р.В., Козлов Д.Н., Ганзей К.С., Кравчуновская Е.А., Чибисова М.В., Чирков С.А., Ньюшко Т.И., Харламов А.А., Коротеев И.Г. Комплексная экспедиция на средние Курильские острова в 2007 г. (II этап) // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2008. – № 3. – С. 111–121.
  23. Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН. – 1984. – Т. 275. – № 4. – С. 843–847.
  24. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
  25. Лобковский Л.И. Катастрофическое землетрясение и цунами 26.12.2004 в северной части Зондской островной дуги: геодинамический анализ и аналогия с Центральными Курилами // Вестн. РАЕН. – 2005. – № 2. – С. 53-61.
  26. Лобковский Л.И., Мазова Р.Х., Катаева Л.Ю., Баранов Б.В. Генерация и распространение катастрофических цунами в акватории Охотского моря. Возможные сценарии // Докл. РАН. – 2006. – Т. 410. – № 4. – С. 528–531.
  27. Лобковский Л.И., Рабинович А.Б., Куликов Е.А., Иващенко А.И., Файн И.В., Томсон Р.Е., Ивельская Т.Н., Богданов Г.С. Курильские

- землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. (наблюдения, анализ и численное моделирование) // *Океанология*. – 2009. – Т.49. – № 2. – С. 181–197.
28. Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А. Особенности сейсмичности района центральных Курил до катастрофических землетрясений  $M = 8.3$  (15.11.2006 г.),  $M = 8.1$  (13.01.2007 г.) и после них // *ДАН*. – 2015. – Т. 464. – №.6. – С.735-739.
29. 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.
30. *Мировой океан. Том.1 Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане* / Ред. Л.И. Лобковский, А.П. Лисицын, Е.П. Дубинин, А.Б. Рабинович, О.И. Яковенко. – М.: Научный мир, 2013. – 644 с. Цв. вкл. 16 с.
31. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Диаман М. Постсейсмические процессы в районе Симуширского землетрясения в ноябре 2006 г. по данным спутников GRACE // *ДАН*. – 2016. – Т 471. – №2. – С. 219–223.
32. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г* / Ред. Н.В Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука. – 1977. – 536 с.
33. Носов М.А. Волны цунами сейсмического происхождения: современное состояние проблемы // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2014. – Т. 50. – № 5. – С. 540-551.
34. 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 .
35. Ризниченко Ю.В. *Проблемы сейсмологии. Избранные труды*. – М.: Наука, 1985. – 408 с.
36. Рогожин Е.А., Левина В.И. Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. (I) и 13 января 2007 г. (II) с  $M_w=8.3$  и  $M_w=8.1$  (Средние Курилы) //



- Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. – Обнинск: ГС РАН. – 2013. – С. 326–338.
37. 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.
38. Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В. Современная тектоника плит Охотоморского региона // Доклады Академии Наук СССР. – 1982. – Т. 266. – №4. – С. 961–965.
39. Сдельникова И.А., Стеблов Г.М. Мониторинг цунамигенных землетрясений методами спутниковой геодезии // Геофизические исследования. – 2016. – Т. 17. – №1. – С. 46-55.
40. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. – М.: Наука, 1976. – 240 с.
41. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. – М.: МГУ, 1991. – 446 с.
42. Стеблов Г.М. Крупномасштабная геодинамика на основе космической геодезии: дисс. ... д-ра физ.-мат. наук: 25.00.10 / Стеблов Григорий Михайлович – М., 2004. – 203 с.
43. Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. – 2010. – № 5. – С. 77-82.
44. Тараканов Р.З., Ким Ч.У., Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67-77.
45. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. Учебное пособие для вузов. – М.: Наука, 1986. – 288 с.

46. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спирин А.И. Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27. – № 1. – С. 3–16.
47. Томилин Н.Г. Парные землетрясения на Курилах // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28. – № 5. – С. 64–69.
48. Трубицын В.П. Модель Японского землетрясения 2011 г. (M=9.0) // Геофизические процессы и биосфера. – 2011. – Т. 10. – № 3
49. Трубицын В.П. Изгибные деформации плит в модели сильных субдукционных землетрясений // Физика Земли. – 2012. – №2. – С. 3–13 .
50. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР, гл. 8. – М.: Наука, 1968. – С. 121–150.
51. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2004 - 2008 гг. и успешный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., M = 8.1 // Вулканология и сейсмология. – 2004. – №5. – С. 3–32.
52. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М. Наука, 2005. – 302с.
53. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
54. Altamimi Z., Collilieux X., Métivier L. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame // J. Geod. – 2011. – V. 85. – N. 8. – P. 457–473.
55. Ammon C.J., Kanamori H., Lay T. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // Nature. – 2008. – Vol. 451. – P. 561–565.
56. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Pрытков A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities

- and block modeling // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. – N. L11303. P. 1–5.
57. 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. – N. 11. – P. 1–13.
  58. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2003. – Vol. 4. – N. 3. – P. 1–52.
  59. Bürgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E. Interseismic coupling and asperity distribution along Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.* – 2005. – Vol. 110. – N. B7. – P. 1–17.
  60. Byerlee J. D. Frictional characteristics of granite under high confining pressure // *J. Geophys. Res.* – 1967. – V. 72. – N. 14. – P.3639–3648.
  61. Byrne D. E., Davis D. M., Sykes L. R. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones // *Tectonics* – 1988. – V. 7. – N. 4. – P. 833–857.
  62. Chapman M.E. and Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia // *J. Geophys. Res.* – 1976. – Vol. 81. – N. 5. – P. 921–930.
  63. Christensen D. H. and Ruff L. J. Seismic coupling and outer rise earthquakes // *J. Geophys. Res.* – 1988. – Vol. 93. – N. B11. – P. 13421–13444.
  64. Cross R. S. and Freymueller J. T. Plate coupling variation and block translation in the Andreanof segment of the Aleutian arc determined by subduction zone modeling using GPS data // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34. – N. L06304. – P. 1-5.
  65. DeMets C. A test of present-day plate geometries for Northeast Asia and Japan// *J. Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97. – N. B12. – P. 17627–17635.
  66. 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. – N. 20. – P. 2191–2194.
  67. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* – 2010. – V. 181. – P. 1–80.

68. 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.
69. Dong D., Gross R. S., Dickey J. O. Seasonal variations of the Earth's gravitational field: An analysis of atmospheric pressure, ocean tidal and surface water excitation // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – V. 23. – N. 7. – P. 725–728.
70. Dong D., Fang P., Bock Y., Cheng M. K., Miyazaki S. Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series // *J. Geophys. Res.* – 2002. – V. 107. –N. B4. – P. ETG 9-1–ETG 9-16.
71. Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1981. – V. 25. – P. 297–356.
72. Fletcher H. J., Beavan J., Freymueller J., Gilbert L. High interseismic coupling of the Alaska Subduction Zone SW of Kodiak Island inferred from GPS data // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – V 28. – N 3. – P. 443-446.
73. Flück P., Hyndman R. D., Wang K. Three-dimensional dislocation model for great earthquakes of the Cascadia Subduction Zone // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102. – N. B9. – P. 20539–20550.
74. Fournier T. J., Freymueller J. T. Transition from locked to creeping subduction in the Shumagin region, Alaska // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34. – N. 6. – P. 1–5.
75. Freymueller J. T., Cohen S. C., Fletcher H. J. Spatial variations in present-day deformation, Kenai Peninsula, Alaska, and their implications // *J. Geophys. Res.* – 2000. – V. 105. – N. B4. – P. 8079–8101.
76. Freymueller, J. T., Woodard H., Cohen S. C., Cross R., Elliott J., Larsen C. F., Hreinsdóttir S., Zweck C. Active deformation processes in Alaska, based on 15 years of GPS measurements, in *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska* // *Geophys. Monogr. Ser. AGU. Washington D. C.*– 2008. – V.179. – P. 1–42.

77. Gabsatarov Yu.V. Analysis of deformation processes in the lithosphere from geodetic measurements based on the example of the San Andreas fault // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2012. – V. 3. – N. 3. – P. 275–287.
78. Gill P.E., Murray W., Saunders M.A., Wright M.H. User's Guide for NPSOL 5.0: a Fortran package for nonlinear programming. Report SOL 86–1 [Электронный ресурс]. – SOL: SU, 2001. – 45 p. – Режим доступа: <http://www.ccom.ucsd.edu/~peg/papers/npdoc.pdf>.
79. Gudmundsson Ó. and Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V.103. – N.B4. – P. 7121–7136.
80. 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. – N. B01302. – P.1–15.
81. Heki K., Miyazaki S., Takahashi H., Kasahara M., Kimata F., Miura S., Vasilenko N. F., Ivashchenko A., An K.-D. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // *J. Geophys. Res.* – 1999. – V. 104. – N.B12. – P. 29147–29155.
82. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.4. – Cambridge: MIT, 2010. – 48 p.
83. Hsu Y. J., Simons M., Avouac J. P., Galetka J., Sieh K., Chlieh M., Natawidjaja D., Prawirodirdjo L., Bock Y. Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra // *Science*. – 2006. – V. 312. – N. 5782. – P. 1921–1926.
84. Hyndman R.D., Wang K., Yamano M. Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust // *J. Geophys. Res.* – 1995. – V. 100. – N. B8. – P. 15373–15392.
85. Hyndman R. D., Yamano M., Oleskevich D. A. The seismogenic zone of subduction thrust faults // *The Island Arc*. – 1997. – N. 6 – P. 244–260.
86. Ikuta R., Satomura M., Fujita A., Shimada S., Ando M. A small persistent locked area associated with the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake,

- deduced from GPS data // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117. – N. B11. – P. 1-25.
87. Ito T., Yoshioka S., Miyazaki S. Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2000. – V. 176. – N. 1. – P. 117–130.
88. Johnson J.M. and Satake K. Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka // *Pure appl. geophys.* – 1999. – V. 154. – P. 541–553.
89. Kanamori H. Great earthquakes at island arcs and the lithosphere // *Tectonophysics.* – 1971. – V. 12. – P. 187–198.
90. Kanda R. V. S. and Simons M. An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115. – N.B3. – P. 1–19.
91. 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. – N. 18. – P. 3445–3448.
92. Kelleher J., Savino J., Rowlett H., McCann W. Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs // *J. Geophys. Res.* – 1974. – V. 79. – P. 4889–4899.
93. Kelleher J. and McCann W. Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction // *J. Geophys. Res.* – 1976. – V. 81. – N. 26. – P. 4885–4896.
94. Khazaradze G., Qamar A., Dragert H. Tectonic deformation in western Washington from continuous GPS measurements // *Geophys. Res. Lett.* – 1999. – V. 26. – N. 20. – P. 3153–3156.
95. Khazaradze G. and Klotz J. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108. – N. B6. – P. 1–15.

96. Kimura G. and Tamaki K. Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // *Tectonics*. – 1986. – V. 5. – N. 3. – P. 389–401.
97. Klotz J., Khazaradze G., Angermann D., Reigber C., Perdomo R., Cifuentes O. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2001. – V. 193. – N. 3–4. – P. 437–446.
98. 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. – N. B04416. – P. 1–17.
99. Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., Prytkov A.S. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* – 2011. – V. 38. – N. L06304. – P. 3691–3706.
100. Kreemer C., Blewitt G., Klein E. C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2014. – V. 15. – N. 10. – P. 3849–3889.
101. Kusunoki K. and Kimura G. Collision and extrusion at the Kuril-Japan arc junction // *Tectonics*. – 1998. – V. 17. – N. 6. – P. 843–858.
102. Lay T., Kanamori H., Ruff L. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes // *Earthquake Prediction Research*. – 1982. – V. 1. – N. 1. – P. 3–71.
103. Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., Rivera L. The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* – 2009. – V. 114. – N. B11308. – P. 1–5.
104. Le Pichon X., Mazzotti S., Henry P., Hashimoto M. Deformation of the Japanese Islands and seismic coupling: An interpretation based on GSI permanent GPS observations // *Geophys. J. Int.* – 1998. – V. 134. – N. 2. – P. 501–514.

105. Loveless J. P. and Meade B. J. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115. – N. B2. – P.1-35.
106. Loveless J. P. and Meade B. J. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 Mw = 9.0 Tohoku-Oki earthquake // *Geophys. Res. Lett.* – 2011. – V. 38. – N. L17306. – P. 1–5.
107. Marone C.J., Scholz C.H., Bilham R.G. On the mechanics of earthquake afterslip // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96. – N. B5. – P. 8441–8452.
108. Mazzotti S., Le Pichon X., Henry P., Miyazaki S. Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS // *J. Geophys. Res.* – 2000. – V. 105. – N. B05. – P. 13,159–13,177.
109. McCaffrey R. Dependence of earthquake size distributions on convergence rates at subduction zones // *Geophys. Res. Lett.* – 1994. – V. 21. – N. 21. – P. 2327–2330.
110. Métois M., Socquet A., Vigny C. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117. – N. B3. – P. 1-16.
111. Montési L. G. J. Controls of shear zone rheology and tectonic loading on postseismic creep // *J. Geophys. Res.* – 2004. – V. 109. – N. B10.
112. Moreno M. S., Klotz J., Melnick D., Echtler H., Bataille K. Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36–39°S) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2008. – V. 9. – N.12.
113. Mori N., Takahashi T., Yasuda T., Yanagisawa H. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up // *Geophys. Res. Lett.* – 2011. – V. 38. – N. L00G14. – P. 1–6.
114. Nikolaidis R. Observation of Geodetic and Seismic Deformation with the Global Positioning System: Ph.D. Thesis. – University of California, San Diego, 2002. – 265 p.



115. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half\_space // Bull. Seismol. Soc. of Am. – 1985. – Vol. 75. – N. 4. – P. 1135–1154.
116. Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half\_space // Bull. Seismol. Soc. of Am. – 1992. – Vol. 82. – N. 2. – P. 1018–1040.
117. Oleskevich D. A., Hyndman R. D., Wang K. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104. – N. B7. – P. 4965–14991.
118. Pacheco J. F., Sykes L. R., Scholz C. H. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type // J. Geophys. Res. – 1993. – V. 98. – N. B8. – P. 14133–14159.
119. Perfettini H., Avouac J. P. The seismic cycle in the area of the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2014. – V. 119. – N. 5. – P. 4469–4515.
120. Peterson E. T., Seno T. Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones // J. Geophys. Res. – 1984. – V. 89. – N. B12. – P. 10233–10248.
121. Pollitz F.F. Postseismic relaxation theory on the spherical Earth // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1992. – V. 82. – N. 1. – P. 422–453.
122. Pollitz F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // Geophys. J. Int. – 1996. – Vol. 125. – N. 1. – P. 1–14.
123. Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P. Geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku earthquake // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38. – N. L00G08.
124. Rabinovich A.B., Lobkovsky L.I., Kulikov E.A., Fine I.V., Thomson R.E., Ivelskaya T.N. Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // Advances In Geosciences. – 2008. – V. 14. – N. 1. – P. 105–116.
125. Ruff L. and Kanamori H. Seismicity and subduction process // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1980. – V. 23. – N. 3. – P. 240 – 252.

126. Ruff L. and Kanamori H. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones // *Tectonophysics*. – 1983. – V. 99. – N. 2–4. – P. 99–117.
127. Rundle J. B. Viscoelastic crustal deformation by finite quasi-static sources // *J. Geophys. Res.* – 1978. – V. 83. – N. B12. – P. 5937–5946.
128. Savage J. C. Comment on ‘An analysis of strain accumulation on a strike slip fault’ by D. L. Turcotte and D. A. Spence // *J. Geophys. Res.* – 1975. – Vol. 80. – N. 29. – P. 4111–4114.
129. Savage J. C. and Prescott W. H. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle // *J. Geophys. Res.* – 1978. – V. 83. – N. B7. – P. 3369–3376.
130. Savage J.C. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone // *J. Geophys. Res.* – 1983. – Vol. 88. – N. B6. – P. 4984–4996.
131. Savage J. C., Thatcher W. Interseismic deformation at the Nankai Trough, Japan, subduction zone // *J. Geophys. Res.* – 1992. – V. 97. – N. B7. – P. 11117–11135.
132. Scholz C.H. and Engelder J.T. The role of asperity indentation and ploughing in rock friction — I: Asperity creep and stick-slip // *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* – 1976. – V. 13. – P. 149-154.
133. Scholz C. H. Mechanics of faulting // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1989. – V. 17. – P. 309–334.
134. Schwartz S., Ruff L. Asperity distribution and earthquake occurrence in the southern Kurile Islands arc // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1987. – V. 49. – N. 1-2. – P. 54-77.
135. Seno T., Sakurai T., Stein S. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101. – N. B5. – P. 11305–11315.
136. 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.
137. 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. – N. L22306. – P. 1–5.
138. Steblov G. M., Ekstrom G., Kogan M.G., Freymueller J.T., Titkov N.N., Vasilenko N.F., Nettles M., Gabsatarov Y.V., Prytkov A.S., Frolov D.I., Kondratyev M.N. First geodetic observations of a deep earthquake: The 2013 Sea of Okhotsk Mw 8.3, 611 km-deep, event. // *Geophys. Res. Lett.* – 2014. – V. 41. – N. 11. – P. 3826–3832.
139. Stern R.J. Subduction zones // *Reviews of Geophysics*. – 2002. – V. 40. – N. 4. – P. 3-1 – 3-38.
140. Suito H., Freymueller J.T. A viscoelastic and afterslip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake // *J. Geophys. Res.* – 2009. – V. 114. – N. B11. – P. 1-23.
141. 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. – N. B4. – P. 1–12.
142. Syracuse E. M. and Abers G. A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2006. – V. 7. – N. 5. – P. 1–18.
143. Tichelaar B. W. and Ruff L. J. Seismic coupling along the Chilean Subduction Zone // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96. – N. B7. – P. 11997–12022.
144. Tichelaar B. W. and Ruff L. J. Depth of seismic coupling along subduction zones // *J. Geophys. Res.* – 1993. – V. 98. – N. B2. – P. 2017–2037.
145. Uyeda S. and Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res.* – 1979. – V. 84. – N. B3. – P. 1049–1061.

146. Wang L., Hainzl S., Mai P. M. Quantifying slip balance in the earthquake cycle: Coseismic slip model constrained by interseismic coupling // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2015. – V. 120. – N. 12. – P. 8383–8403.
147. 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. – N. 16. – P. 5789–5796.
148. Yoshioka S., Yabuki T., Sagiya T., Tada T., M. Matsu'ura (1993), Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC // Geophys. J. Int. – 1993. – V 113. – N 3. – P. 607-621.
149. Yoshioka S., Yabuki T., Sagiya T., Tada T. Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, deduced from geodetic data inversion and its tectonic implications // Tectonophysics. - 1994. – V. 229. – N. 3-4. – P. 181–200.

## Слоистая модель Земли (PREM)

В настоящей работе при проведении расчетов межплитовых деформаций радиально неоднородное распределение значений упругих модулей для различных слоев в литосфере и мантии задается моделью PREM [Dziewonski and Anderson, 1981]. Распределение с глубиной значений плотности, модуля сжатия и модуля сдвига представлено в таблице П.1. Распределение по глубине скоростей  $V_p$  и  $V_s$  (км/с), плотности ( $\text{г/см}^3$ ) показано на рис. П.1.

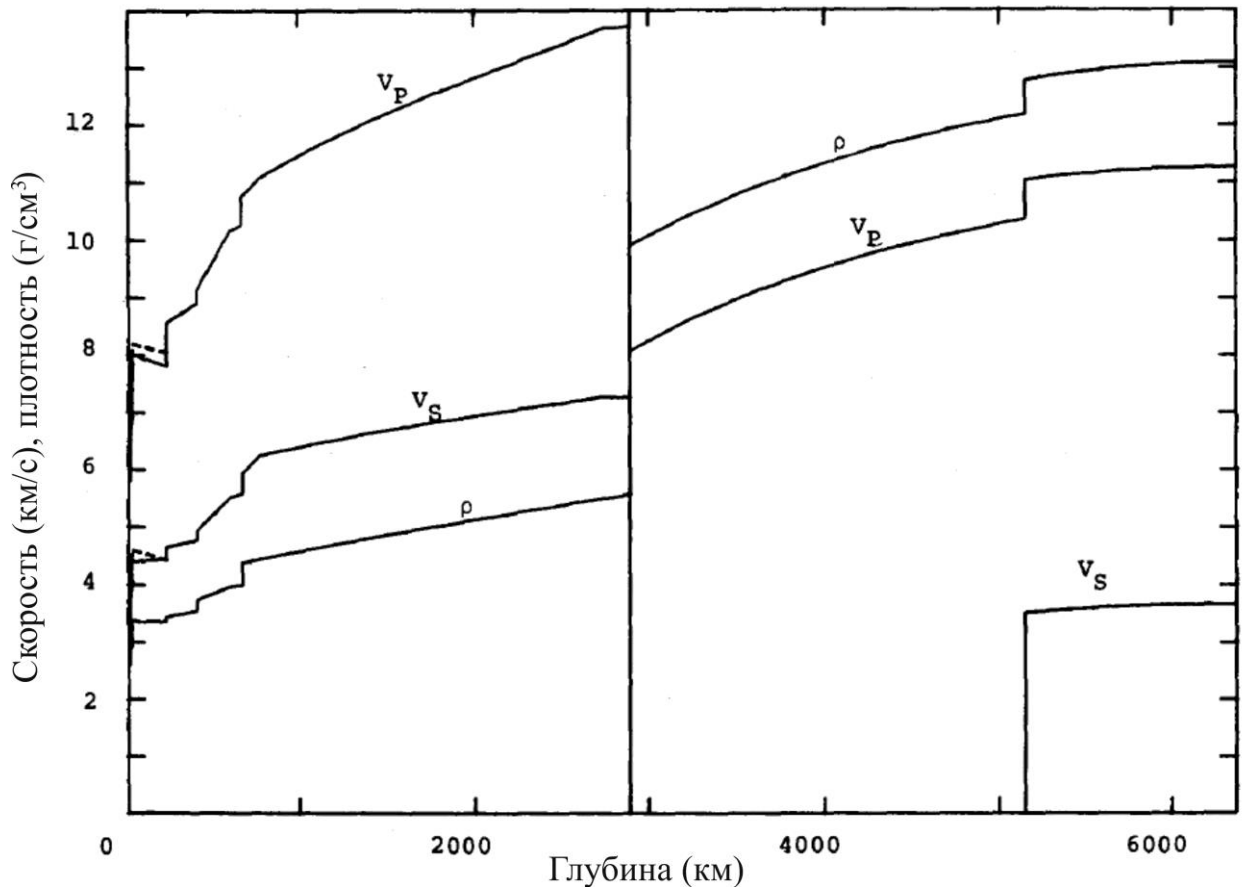


Рис. П.1. Модель PREM. Распределение по глубине скоростей  $V_p$  и  $V_s$  (км/с), плотности ( $\text{г/см}^3$ ) [Dziewonski and Anderson, 1981].

Таблица П.1. Распределение с глубиной значений плотности, модуля сжатия и модуля сдвига.

Диапазон глубин, км.		Плотность, $\rho$	Модуль сжатия, $\kappa$	Модуль сдвига, $\mu$
0,00	2,00	2,600	4,875	2,490
2,00	4,00	2,600	4,875	2,490
4,00	6,00	2,600	5,200	2,660
6,00	8,00	2,600	5,200	2,660
8,00	10,00	2,600	5,200	2,660
10,00	12,00	2,600	5,200	2,660
12,00	15,00	2,900	5,200	2,660
15,00	20,00	2,900	7,500	4,410
20,00	24,40	2,900	7,530	4,410
24,40	26,00	3,380	13,100	6,820
26,00	32,00	3,380	13,100	6,820
32,00	38,00	3,380	13,100	6,820
38,00	43,00	3,380	13,100	6,820
43,00	50,00	3,380	13,100	6,820
50,00	62,20	3,380	13,100	6,820
62,20	87,90	3,374	13,000	6,700
87,90	113,50	3,370	13,000	6,700
113,50	139,10	3,367	13,000	6,700
139,10	164,70	3,367	13,000	6,700
164,70	190,40	3,360	13,000	6,700
190,40	220,00	3,360	13,000	6,700
220,00	241,60	3,435	15,200	7,410
241,60	267,20	3,435	16,300	7,730
267,20	292,90	3,435	16,300	7,730
292,90	318,50	3,490	16,800	7,900
318,50	344,10	3,490	17,350	8,060
344,10	369,80	3,543	17,350	8,060
369,80	400,00	3,543	17,350	8,060
400,00	421,00	3,723	18,900	9,060
421,00	452,30	3,743	19,900	9,500
452,30	483,50	3,764	20,900	10,000
483,50	514,70	3,849	21,810	10,510
514,70	546,00	3,890	22,800	11,100
546,00	577,20	3,931	23,800	11,600
577,20	600,00	3,975	24,890	12,100
600,00	639,70	3,983	25,240	12,250
639,70	670,00	3,992	25,560	12,390
670,00	705,60	4,380	29,990	15,480
705,60	740,30	4,443	31,330	17,300
740,30	774,90	4,443	31,900	17,510
774,90	809,50	4,467	32,470	17,710
809,50	844,20	4,491	33,040	17,920
844,20	878,80	4,515	33,610	18,130
878,80	913,40	4,539	34,180	18,340
913,40	948,10	4,563	34,700	18,560
948,10	982,70	4,587	35,500	18,870
982,70	1017,30	4,611	36,300	19,180

Диапазон глубин, км.		Плотность, $\rho$	Модуль сжатия, $\kappa$	Модуль сдвига, $\mu$
1017,30	1051,90	4,635	37,100	19,490
1051,90	1171,00	4,670	38,030	19,790
1171,00	1271,00	4,678	39,000	20,400
1271,00	1371,00	4,733	41,280	20,980
1371,00	1471,00	4,789	43,000	21,210
1471,00	1571,00	4,843	44,480	22,150
1571,00	1671,00	4,897	44,480	22,150
1671,00	1771,00	4,950	47,660	23,310
1771,00	1871,00	5,003	47,660	23,310
1871,00	1971,00	5,054	50,850	24,450
1971,00	2071,00	5,105	50,850	24,450
2071,00	2171,00	5,156	54,090	25,590
2171,00	2271,00	5,207	54,090	25,590
2271,00	2371,00	5,257	57,440	26,750
2371,00	2471,00	5,307	57,440	26,750
2471,00	2571,00	5,357	60,050	27,940
2571,00	2671,00	5,491	69,050	27,940
2671,00	2771,00	5,497	64,120	28,990
2771,00	2871,00	5,506	64,120	28,990
2871,00	2891,00	5,566	64,120	28,990
2891,00	2971,00	10,000	65,000	0,500
2971,00	3071,00	10,000	65,000	0,500

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

### **Пространственная разрешающая способность задачи по определению межплитового сцепления по поверхностным смещениям.**

#### **Численные тесты**

Для оценки вычислительной устойчивости алгоритма решения обратной задачи в настоящей работе применяется тест типа «шахматный код». Данный тест позволяет выявить разрешающую способность исходных данных измерений и позволяет оценить густоту сетки дискретизации. С этой целью выполняется расчет модельных смещений на земной поверхности от синтетического распределения, представленного в виде чередующихся в шахматном порядке нулевых и ненулевых значений смещений исходного разбиения (в нашем случае это значения равные 0 и 1). В расчетные смещения земной поверхности на каждом пункте исходных измерений вносятся случайные нормально распределенные ошибки с нулевым математическим ожиданием и стандартным отклонением равным средней ошибке измерений для данного пункта наблюдения. Затем решается обратная задача восстановления исходного распределения по зашумленным модельным смещениям. Восстановление, в достаточной мере, начального распределения смещений в источнике является критерием устойчивости получаемого решения при выбранной густоте сетки дискретизации и точности исходных данных.

Исходное синтетическое распределение и результат его восстановления для Японского и Курило-Камчатского регионов представлены на рис. П.2.1–П.2.3. Видно, что густая сеть высокоточных измерений станций ГНСС Японского региона позволяет для решения обратной задачи восстановления распределения межплитового сцепления использовать довольно густую сетку дискретизации. Достаточно точное восстановление исходного распределения достигается в центральной части Японского региона, в тоже время в областях, где нет пунктов исходных наблюдений исходное распределение не



восстанавливается. Таким образом, для Японского региона шаг сетки дискретизации выбран 50 км на 50 км.

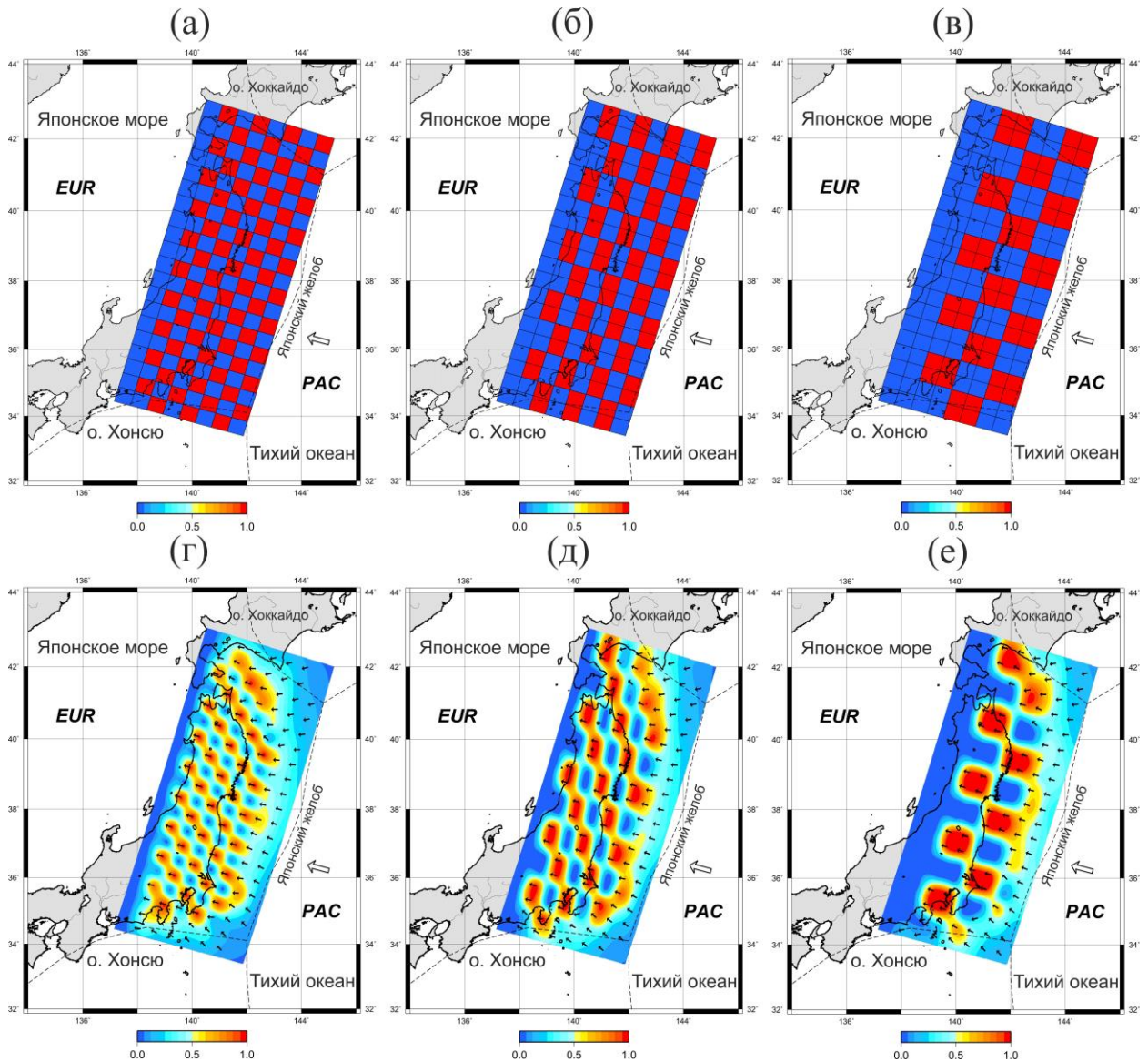


Рис. П2.1. Исходные синтетические (а-в) и восстановленные (г-е) распределения межплитового сцепления для Японской сети станций ГНСС. Шаг сетки дискретизации: а)  $50 \times 50$  км, б)  $100 \times 50$  км, в)  $100 \times 100$  км.

Пространственная особенность, а именно, линейное параллельное желобу расположение станций ГНСС Курило-Камчатского региона приводит к необходимости наложения дополнительных условий для регуляризации задачи, а именно, условие монотонного убывания по глубине искомого распределения. В этом случае исходное синтетическое рапределение задается в виде чередующихся полос со значениями равными 0 и 1(рис. П.2.2.а-б, рис. П.2.3.а-б). Из рис. П.2.2 и рис. П.2.3. видно, что при таком количестве и

расположении станций сети Курило-Камчатского региона достаточно устойчиво восстанавливается менее детальное распределение. Для Курило-Камчатского региона шаг сетки дискретизации выбран 50 км на 100 км.

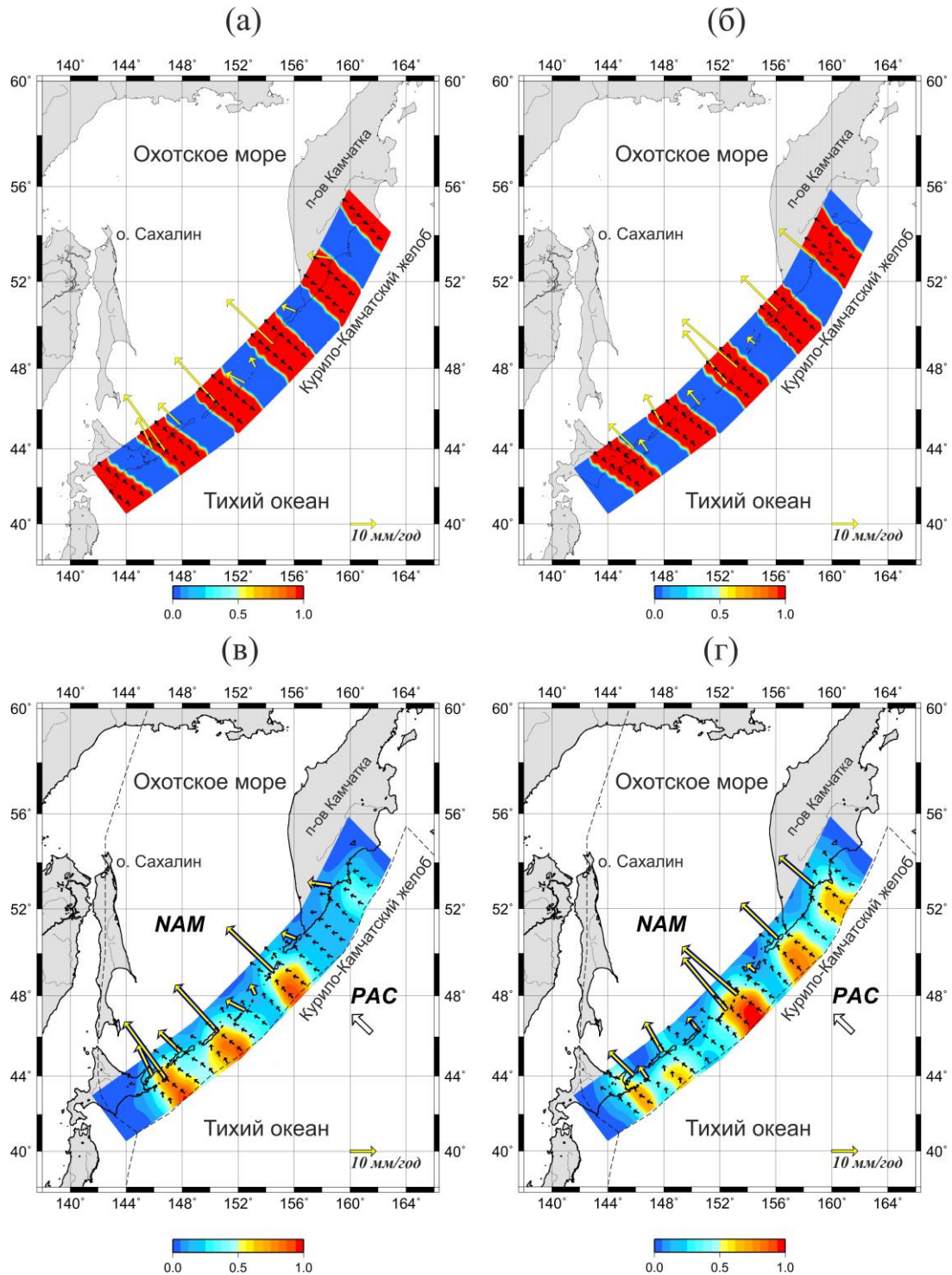


Рис. П2.2. Исходные синтетические (а-б) и восстановленные (в-г) распределения межплитового сцепления для Курило-Камчатской сети станций ГНСС. Ширина чередующихся полос равна 200 км.

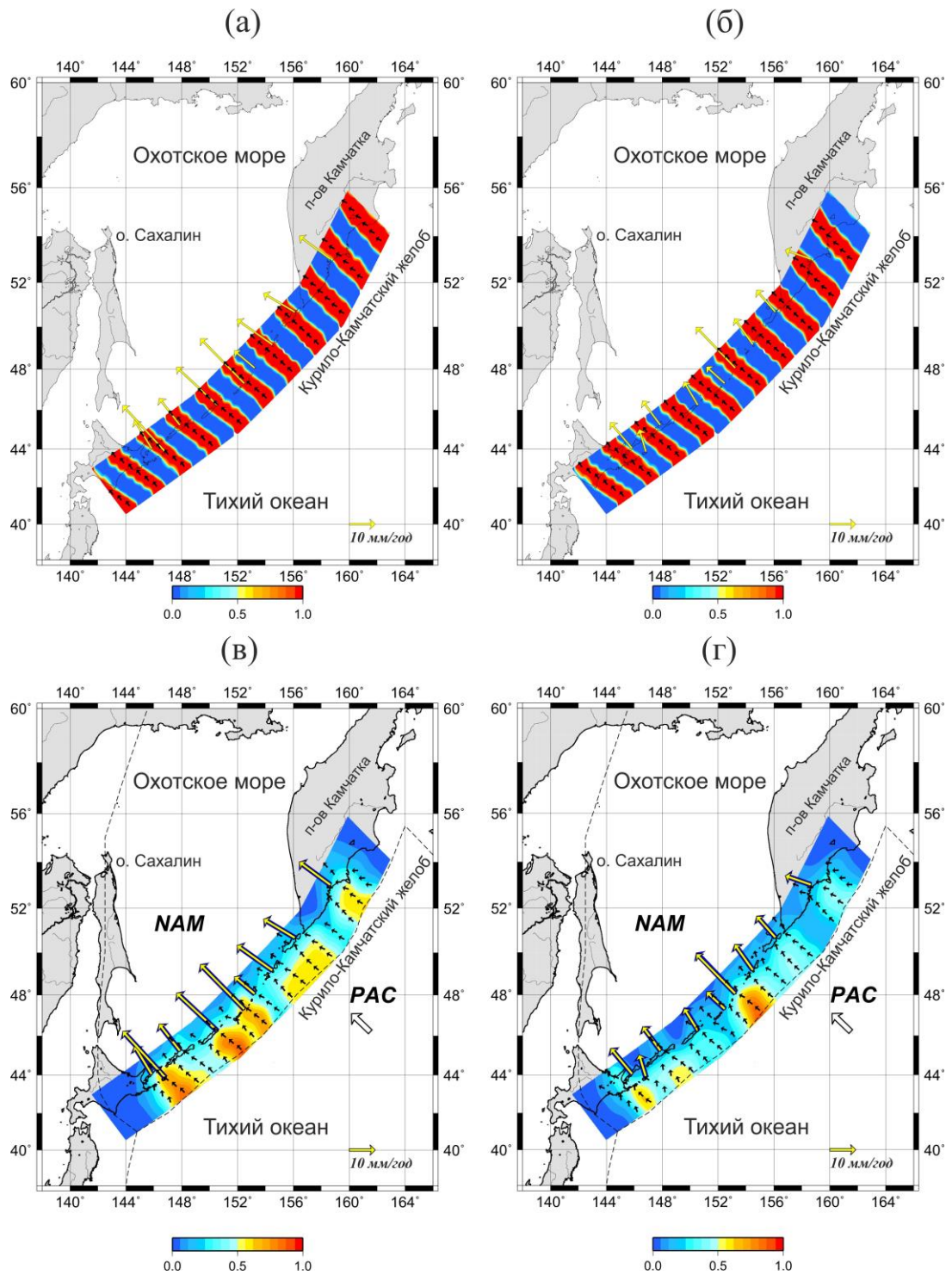


Рис. П2.3. Исходные синтетические (а-б) и восстановленные (в-г) распределения межплитового сцепления для Курило-Камчатской сети станций ГНСС. Ширина чередующихся полос равна 100 км.