

НОВАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА БЛИЖНЕ-АЛЕУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 17.07.2017 г. $M_w = 7.8$ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2022 г. В. О. Михайлов^{1, 2}, В. А. Тимофеева^{1, 3, *}, В. Б. Смирнов^{2, 1},
Е. П. Тимошкина¹, Н. М. Шапиро^{1, 4}

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

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

³Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

⁴Институт наук о Земле, Университет Гренобль-Альпы, г. Гренобль, Франция

*E-mail: v.a.timofeeva@iperas.ru

Поступила в редакцию 30.08.2021 г.

После доработки 03.10.2021 г.

Принята к публикации 04.10.2021 г.

В работе представлена новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения, произошедшего 17.07.2017 г. в районе Командорских островов Алеутской островной дуги с $M_w = 7.8$. Модель построена с использованием полей смещений, полученных по радарным снимкам спутника Sentinel-1В для островов Беринга и Медный. Из рассчитанных парных интерферограмм по снимкам за период с 17.06 по 28.08.2017 г., наиболее четкие поля смещений получены по паре снимков 11.07–23.07.2017 г. Эти смещения включают косейсмические и часть постсейсмических смещений. Также в процесс инверсии были включены данные о смещениях, зарегистрированных на станциях Глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) GPS, установленных на полуострове Камчатка, Командорских и ближайших к эпицентру Алеутских островах. Поскольку существенно превышающие уровень шумов смещения зарегистрированы только на двух пунктах GPS на островах Беринга и Симиа, данные радарной интерферометрии позволяют существенно уточнить имеющиеся модели очаговой области. В построенных моделях область сейсмического разрыва аппроксимирована плоскостью протяженностью по простиранию 370 км, по падению 19 км. Рассчитаны три модели: модель однородного смещения по всей поверхности разрыва; модель, в которой поверхность разрыва разделена на пять элементов по простиранию; модель, разделенная на четыре элемента по простиранию и два уровня по падению, всего восемь элементов. Во всех моделях тип смещений одинаковый – правый сдвиг с относительно небольшой надвиговой компонентой. Согласно построенным моделям, в некоторых областях поверхности разрыва смещения были несколько меньше средних величин, но в целом смещения произошли по всей очаговой области. В основном, модели, построенные по данным спутниковой геодезии и по инверсии волновых форм согласуются между собой. Расхождение моделей, построенных на основе различных данных, может быть связано с тем, что данные сейсмологии характеризуют часть очагового процесса, сопровождающуюся генерацией сейсмических волн. Смещения земной поверхности, полученные по данным спутниковой интерферометрии, включают не только главное событие, но и смещения, которые могут быть связаны с различными криповыми процессами. В период, покрываемый радарными снимками, также произошли форшоки магнитудой до 6.3 и более 100 афтершоков магнитудой от 4 до 5.5. Возможно поэтому полученные в наших моделях смещения более равномерно распределены по площади 370-ти километровой поверхности разрыва, в отличие от моделей, построенных по анализу волновых форм.

Ключевые слова: Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г., спутниковая радарная интерферометрия, РСА-интерферометрия, модель поверхности разрыва, косейсмические и постсейсмические смещения, ДЗЗ из космоса, Берингия.

DOI: 10.31857/S0002333722020089

ВВЕДЕНИЕ

Сильнейшее за всю историю инструментальных наблюдений землетрясение в районе Командорских островов Алеутской островной дуги произо-

шло 17.07.2017 г. в 23:34 по Гринвичу (18.07.2017 г. в 11:34 по местному времени). Это сейсмическое событие, названное в работе [Чебров и др., 2017] Ближне-Алеутским землетрясением (далее БАЗ),

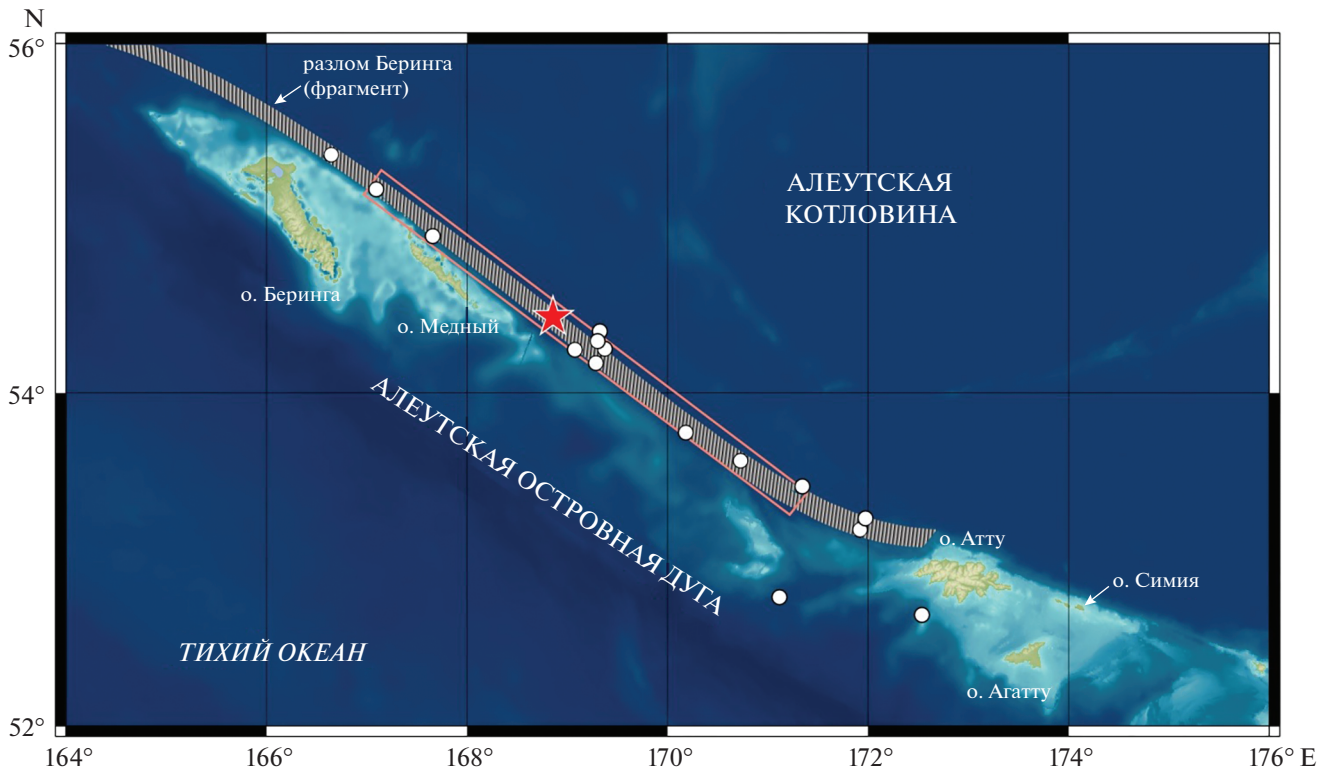


Рис. 1. Область Ближне-Алеутского землетрясения. Розовый прямоугольник – модель поверхности разрыва O1 из работы [Чебров и др., 2019]. Красная звезда – эпицентр главного события, белые круги – афтершоки с магнитудой более 5 по данным Геологической службы США².

имело магнитуду $M_w = 7.8^1$. Эпицентр землетрясения находился к юго-востоку от о. Медный, у подножья склона шельфа в 200 км от пос. Никольское (о. Беринга), и имел координаты 54.443° с.ш. и 168.857° в.д. (рис. 1).

Интерес к изучению этого сейсмического события определяется тремя особенностями области землетрясения.

1. Землетрясение произошло в районе Алеутской островной дуги, в зоне сочленения трех плит: Тихоокеанской, Охотоморской и Берингии. Плита Берингия выделена по геологическим и сейсмологическим данным [Ландер и др., 1994; Maskey et al., 1997; Гордеев и др., 2015]. Предположительно она занимает всю акваторию Берингова моря и некоторые прибрежные районы. В восточной части Алеутской дуги Тихоокеанская плита погружается со скоростью 66 мм/год, почти перпендикулярно простиранию островной дуги. Далее на запад доля сдвиговой компоненты постепенно увеличивается, и в западной части дуги смещение Тихоокеанской плиты происходит параллельно дуге со скоростью 75 мм/год [Argus et al., 2011]. Исследование механизмов очагов землетрясений на периферии плиты Берингия, в

том числе методами спутниковой радарной интерферометрии (см. например, [Михайлов и др., 2018]), важно для проверки гипотезы о существовании этой микроплиты [Ландер и др., 1994; Geist, Scholl, 1994; и др.], поскольку до настоящего времени ее существование является предметом дискуссий. Поскольку плита не имеет отчетливо выраженных в геологической структуре границ с Североамериканской и Евразийской плитами, многие исследователи включают Берингию в состав Североамериканской плиты. В работах [Scholl, 2007; Redfield et al., 2007] предполагается, что Берингия состоит из большого числа независимых блоков, участвующих в общем “потоке”, движущемся за счет экструзивного выжимания масс Аляски и Берингии на запад или юго-запад. Перемещения этих блоков относительно Североамериканской плиты предлагается описать единым вектором вращения, который совпадает с вектором вращения плиты Берингия.

2. Как и в других районах островных дуг, где присутствует значительная сдвиговая компонента, только малая часть относительного смещения литосферных плит в районе БАЗ реализуется на их контакте. Большая часть смещений происходит по тыловому сдвигу, названному разломом Беринга. Используя данные GPS-наблюдений

¹ <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

[Kogan et al., 2017] заключили, что на разломе Беринга происходят смещения со средней скоростью 51 мм/год, в то время как Тихоокеанская плита движется относительно Берингии со скоростью 75 мм/год [Argus et al., 2011]. Исследования распределения смещений по сети разломов в этом районе важно, в том числе и для прогнозирования сейсмической обстановки.

3. БАЗ произошло в районе сейсмической бреши – области, где длительное время не наблюдалось сильных сейсмических событий, несмотря на большие скорости относительного смещения плит [Sykes, 1971; Лобковский и др., 2014; Гордеев и др., 2015]. Согласно работе [Lay et al., 2017] в этом землетрясении реализовался весь накопленный дефицит смещений со времени последних землетрясений 1849 и 1858 гг. Однако построенные к настоящему времени модели очага не дают однозначного ответа на вопрос, какую длину имел сейсмический разрыв и мог ли он состоять из нескольких не связанных между собой разрывов. К настоящему времени опубликовано несколько моделей поверхности разрыва БАЗ, основанных на анализе волновых форм², на данных сейсмологии, GPS и приливных станций [Lay et al., 2017], на данных сейсмологии и GPS [Чебров и др., 2019]. Трудность построения модели поверхности разрыва в случае этого землетрясения состоит в том, что большая часть данных, используемых при построении модели очага, получена на удаленных станциях. В частности, в ближней зоне землетрясения распложены только две станции GPS, горизонтальные смещения на которых превосходят шум и могут быть использованы при построении модели очага [Lay et al., 2017].

В настоящей работе представлена новая модель поверхности разрыва БАЗ, основанная на данных спутниковой геодезии и спутниковой радарной интерферометрии. Нам впервые удалось построить поля смещений, связанных с деформацией в очаговой области БАЗ, на островах Беринга и Медный, расположенных в эпицентральной зоне землетрясения, по снимкам спутниковой миссии Sentinel-1B. Учитывая недостаточную плотность сети ГНСС в рассматриваемом районе, использование полей смещений, полученных по данным спутниковой радарной интерферометрии, позволяет получить новые сведения о строении очага землетрясения.

В работе рассмотрены имеющиеся данные для построения модели, метод решения задачи и полученная модель поверхности разрыва, дано обобщение полученных результатов.

ОЦЕНКА ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МЕТОДАМИ РАДАРНОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

Спутниковая радарная интерферометрия позволяет получить оценки полей смещений земной поверхности путем сравнения фаз радарных сигналов, отраженных от одной и той же площадки на поверхности Земли при повторной съемке. Радарный снимок представляет собой матрицу комплексных чисел, модуль которых равен амплитуде отраженного сигнала, а фаза равна сдвигу излученного и принятого радарного сигнала. На основании сопоставления амплитуд выполняется совмещение (корегистрация) двух радарных снимков. Затем вычисляется комплексная интерферограмма, каждый элемент которой равен произведению сигнала первого снимка на комплексно сопряженный сигнал второго снимка. В результате фаза каждого элемента комплексной интерферограммы оказывается равной разности фаз двух радарных снимков. Разность фаз, полученная после введения поправок за топографию и кривизну Земли, характеризует изменение расстояний от данного элемента разрешения до спутника вдоль линии распространения радарного сигнала (направление видения или LOS, от англ. *Line-of-sight*). Кроме того, значения фазы содержат и различного рода помехи, связанные с влиянием атмосферы, ошибок цифровой модели рельефа и аппаратурных шумов.

Интерферограмма содержит не абсолютные значения фазового сдвига, а значения, свернутые по модулю 2π . Проблема фазовой неоднозначности решается так называемой разверткой фазы. Задача перехода к абсолютным значениям фазы сводится к добавлению необходимого числа полных фазовых циклов к каждому фазовому измерению. Методы решения этой задачи хорошо разработаны и реализованы в ряде программных модулей, в частности в плагине SNAPU, входящем в состав открытого пакета SNAP, разработанного Европейским космическим агентством (<https://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>).

На завершающем этапе фаза развернутой дифференциальной интерферограммы переводится в значение смещений земной поверхности. При этом важно учитывать, что полученные смещения характеризуют сдвиг отражающей площадки в направлении на спутник, т.е. являются суммой смещений на север, восток и по вертикали умноженных на косинусы и синусы угла наклона зондирующего луча и азимута полета [Hanssen, 2001]. Это обстоятельство легко учесть при решении обратной задачи, поскольку эти углы известны. Более детальное описание в русскоязычной литературе можно найти, например, в работе [Михайлов и др., 2014].

² <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20009x42/finite-fault>

Таблица 1. Снимки спутника Sentinel-1B, использованные в работе

Дата съемки	Название снимка
17.06.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170617T190632_20170617T190702_006094_00AB40_E8E8
29.06.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170629T190632_20170629T190702_006269_00B051_46E6
11.07.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170711T190633_20170711T190703_006444_00B544_110F
23.07.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170723T190634_20170723T190704_006619_00BA42_74E4
04.08.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170804T190635_20170804T190704_006794_00BF46_20E8
16.08.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170816T190635_20170816T190705_006969_00C462_5608
28.08.2017	S1B_IW_SLC__1SDV_20170828T190636_20170828T190706_007144_00C974_B2E2

Регулярную съемку Дальнего Востока и Камчатки осуществляют спутниковые миссии нескольких агентств, в том числе спутники Европейского космического агентства Sentinel-1A и B. Они движутся по околополярной (98.18°) солнечно-синхронной орбите на высоте 693 км, с периодом обращения вокруг Земли 98.6 мин (175 оборотов за цикл). Спутники выполняют съемку с использованием радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА или SAR) в С-диапазоне с длиной волны $\lambda = 5.6$ см. Для интерферометрической обработки пригодны снимки, выполненные с близких, локально параллельных орбит. Такие снимки каждый из спутников Sentinel-1A и B выполняет с интервалом в 12 дней.

В данной работе для построения модели очага БАЗ были отобраны снимки, выполненные спутником Sentinel-1B с 118 трека нисходящей орбиты. Период съемки охватывал во времени само событие, его ближайший форшок (17.07.2017 г. 11:05:09 UTC, $M_w = 6.3$) и более 100 афтершоков с магнитудой от 4 и более, в том числе 17.07.2017 г. (23:41:55 UTC) с $M_w = 5.4$ и 28.07.2017 г. (02:39:15 UTC)

с $M_w = 5.5$. За период с 17.06.2017 г. по 28.08.2017 г. из архивов Европейского космического агентства получено 7 снимков в формате SLC (Single Look Complex) (табл. 1).

Обработка снимков производилась методом дифференциальной интерферометрии (DInSAR) с использованием программного пакета SNAP с встроенным плагином SNAPHU, реализующим алгоритм развертывания фазы.

Дифференциальные интерферограммы всех пар снимков показали высокую когерентность (более 0.7) на островах Беринга и Медный (рис. 2). Когерентность является мерой сходства двух снимков; она лежит в пределах от 0 до 1 [Hanssen, 2001].

Интерферограмма пары снимков от 11.07.2017 г. и 23.07.2017 г. (пространственная базовая линия 3.63 м) выявила наиболее четкие смещения в направлении на спутник от 22 до 37 см на о. Медный и от 72 до 74 см на о. Беринга. Фазовая интерферограмма и развернутое поле смещений показаны на рис. 3 и рис. 4. Смещения характеризуют косейсмические и постсейсмические события, про-

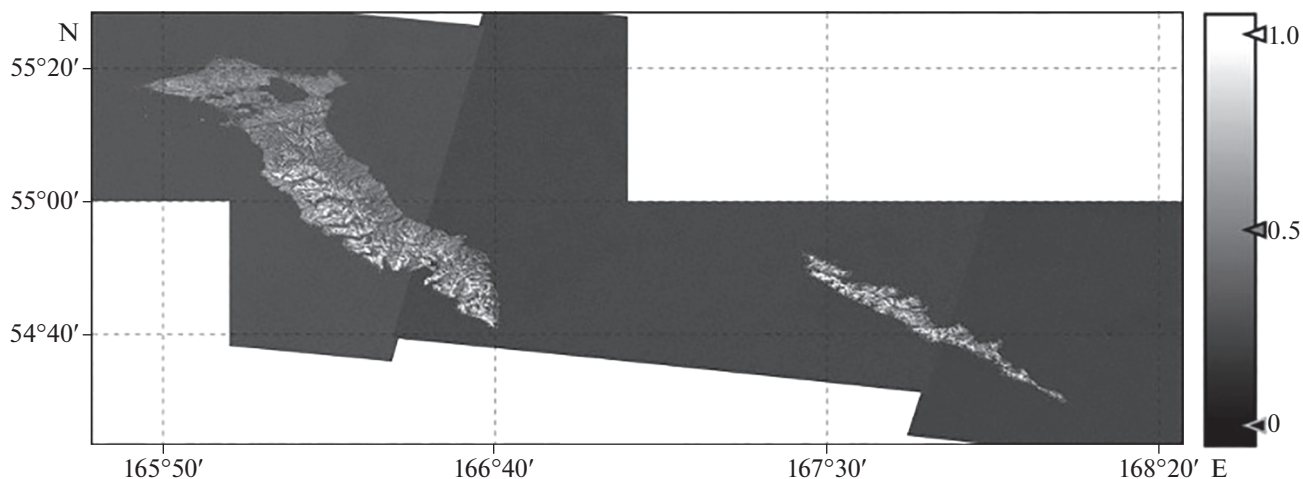


Рис. 2. Карта когерентности двух снимков, выполненных 11.07.2017 г. и 23.07.2017 г.

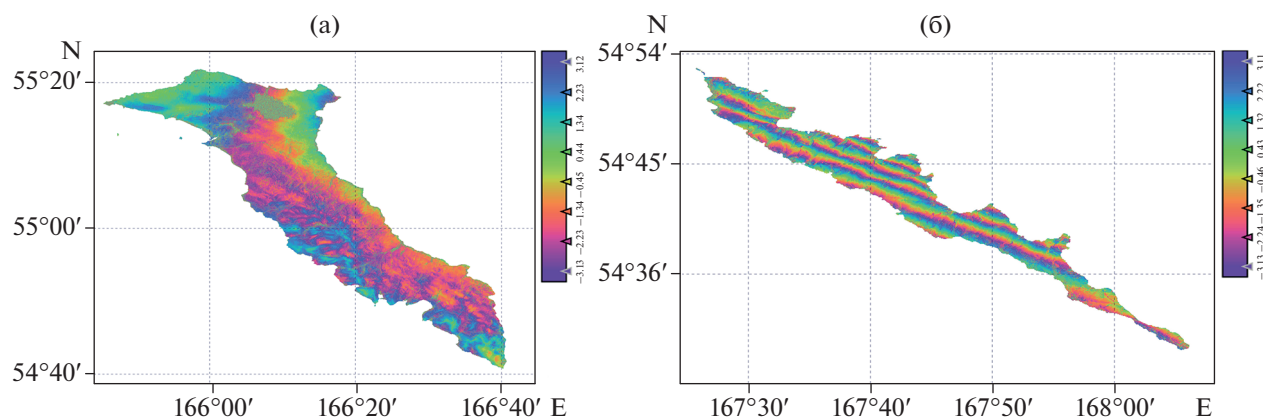


Рис. 3. Интерферограмма (неразвернутая фаза), полученная по паре снимков от 11.07.2017 г. и 23.07.2017 г. Интервал изменения от $-\pi$ до π ; (а) – о. Беринга, (б) – о. Медный.

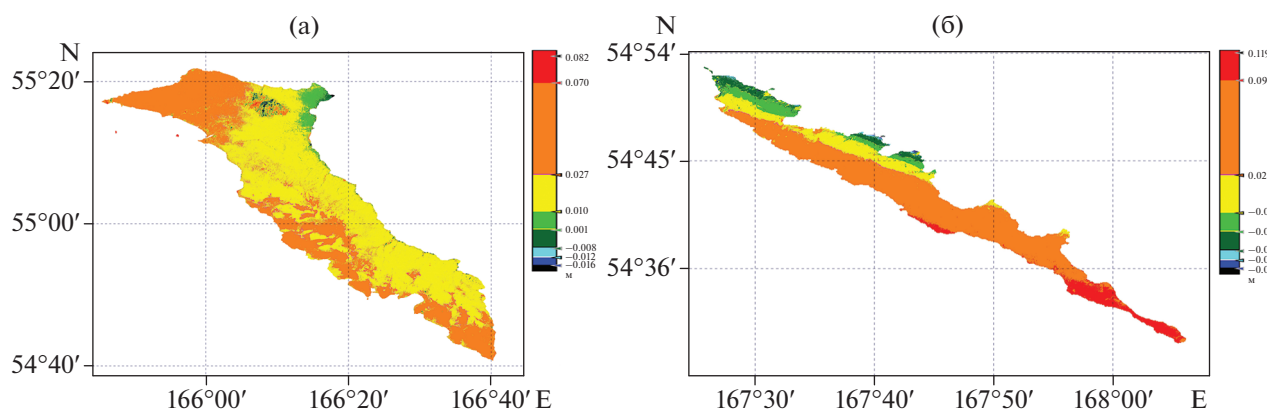


Рис. 4. Поля смещений (развернутая фаза), полученные по паре снимков от 11.07.2017 г. и 23.07.2017 г. в долях метра; (а) – о. Беринга, (б) – о. Медный. Поля смещения на каждом острове приведены к нулевому среднему.

изошедшие за 6 дней после БАЗ. В целом постсейсмические смещения были интенсивными – на о. Беринга к 28.02.2018 г. они достигли 70% от косейсмических смещений [Чебров и др., 2019].

Важно отметить, что при развертке интерферограммы требуется задать как минимум одну точку с нулевым или известным значением смещения. Обычно это точка вне области смещений. Для больших областей можно предположить, что среднее по всему полю смещений равно нулю. В данном случае выбрать такую точку невозможно, более того, области островов удалены друг от друга, между ними расположены низко когерентные водные пространства, поэтому после выполнения развертки, поля смещений оказываются сдвинутыми каждое на свою константу. Эти константы определялись в процессе решения обратной задачи. Отметим, что в данном случае, при наличии большой сдвиговой компоненты, картина смещений в направлении на спутник близка к смещениям в направлении восток – запад.

МОДЕЛИ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА БЛИЖНЕ-АЛЕУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Все проведенные ранее исследования механизма БАЗ показывают, что в результате землетрясения произошел практически чистый правосторонний сдвиг по разлому Беринга. В работах [Лутиков и др., 2019; Рогожин и др., 2019] утверждается, что сейсмический очаг БАЗ в виде линейно вытянутой узкой зоны длиной ~ 400 км фактически полностью занял северный склон Командорского островного поднятия и разместился в зоне разлома Беринга.

Модель Геологической службы США² основана на инверсии 190 волновых форм. Модель состоит из одной прямоугольной плоскости, размером 375×61.6 км, разделенной на 25 элементов по простиранию и 16 по падению, каждый размером 15×3.85 км, с углом простирания 307° , падения 72° . Поле смещений на поверхности разрыва неоднородно, на фоне слабых смещений выделяется область протяженностью примерно в 50 км, в

интервале глубин 10–30 км, где максимальные смещения достигали 3 м.

В работе [Lay et al., 2017] предложена модель, основанная на данных сейсмологии, геодезии и приливных станций. Модель также состоит из одного прямоугольного разрыва размером по простиранию 468 км, по падению 33 км, разделенного на ряд элементов по падению и простиранию. Угол простирания выбран равным 126° , падения 77° , средний угол подвижки получился равным -173° . Эта модель также имеет неоднородное поле смещений вдоль поверхности разрыва. В ее верхней части, на общем фоне смещений амплитудой 1–2 м, восточнее о. Медный выделяется область, шириной около 100 км и протяженностью вниз по разрыву 10 км, где смещения оцениваются в 4–8.5 м. Под этой областью, а также немного западнее, на глубине 20–30 км получены смещения до 2–4 метров.

В работе [Чебров и др., 2019] предложено три модели поверхности разрыва: две модели, состоящие из одного элемента, и одна модель очага, состоящая из двух, разделенных в пространстве, прямоугольных элементов. Модели построены по смещениям на пунктах GPS, в них подбирались размеры площадки, а смещение рассчитывалось из величины сейсмического момента при заданном модуле сдвига и направлении подвижки. Параметры первой модели: длина по падению 19 км, по простиранию 347 км, угол простирания 307° , падения 72° , угол подвижки 174° , величина смещения 2.28 м. Вторая модель имеет размеры 20 на 354 км, и углы падения, простирания и подвижки 126° , 71° и 175° соответственно. Величина смещения оценена в 2.18 м. Разрыв в первой модели наклонен под о. Беринга, во второй – от него. Третья модель состоит из двух прямоугольных элементов, западный, ближе к о. Беринга размером 50 на 20 км и восточный, размером 200 на 20 км. Элементы имеют углы простирания, падения, подвижки и величину смещения: для первого элемента: 130° , 71° , 175° и 3.04 м, для второго элемента 126° , 71° , 175° и 1.0 м. Решение задачи выполнено в рамках модели однородного упругого полупространства [Okada, 1985; 1992]. Невязка с данными GPS для всех моделей оказалась небольшой. Это связано с тем, что смещения на удаленных станциях малы по сравнению с двумя ближними станциями на о. Беринга и о. Симия (Shemya), поэтому подбор по существу выполнен под четыре заданные величины: смещения на север и восток на двух станциях. Согласно работе [Чебров и др., 2019] смещения на о. Беринга составили 71.1 мм на запад, 11 мм на юг и 14 мм вниз по вертикали, на о. Симия 15 мм на восток, 3.6 мм на север и 9.4 мм вниз. Модель с двумя очагами, по мнению Д.В. Чеброва с соавторами, устраняет недостатки модели единого очага, согласно которой длина поверхности разрыва оценивается при-

мерно в 350 км, что почти в 1.5 раза меньше фактической протяженности облака афтершоков.

При построении модели поверхности разрыва нами использовались косейсмические смещения на 26 пунктах GPS, опубликованные в работе [Чебров и др., 2019] и поле смещений за период с 11 по 27 июня 2017 г. на островах Беринга и Медный, полученное методами спутниковой радарной интерферометрии (рис. 4).

МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛИ ПОВЕРХНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА

Для описания сейсмического события поверхность разрыва обычно аппроксимируют набором прямоугольных площадок и применяют аналитическое решение для смещений по падению и простиранию на площадке (прямоугольном разрезе) в упругой среде. Для относительно небольших событий чаще всего используется решение для однородного упругого полупространства [Okada, 1985; 1992]. Для крупных землетрясений рекомендуется использовать решение Ф. Поллитца [Pollitz, 1996; 1997], построенное для радиально расслоенной сферической модели Земли. В литосфере и верхней мантии фиксируются существенные скачки упругих модулей, что важно учитывать при построении моделей косейсмических и постсейсмических событий.

В работах [Pollitz, 1996; 1997] решение уравнений статического равновесия представляется в виде суперпозиции сфероидальных и тороидальных компонент, каждая из которых зависит от степени сферической гармоник и тензора момента. Представляя источник в виде точечной дислокации, можно в явном виде выписать функцию Грина и затем проинтегрировать ее по прямоугольной площадке. Показано, что учет сферичности в радиусе 100 км от эпицентра землетрясения вносит изменения не более 2% от максимальной деформации, но с увеличением расстояния расхождение растет. Сравнение деформаций, рассчитанных для сферически однородной и сферически расслоенной Земли, показывает, что игнорирование ее слоистости приводит к ошибкам до 20% [Pollitz, 1996; 1997]. Влияние расслоенности сильнее всего проявляется при наличии большой сдвиговой компоненты, что как раз и имеет место в случае БАЗ.

Задача решалась в следующей постановке. Пусть для области землетрясения имеются интерферометрические данные о смещениях в направлении на спутник LOS: $W_{los}(\varphi_j, \lambda_j)$. Пусть также имеются данные GPS в некоторой системе пунктов повторных наблюдений, характеризующие горизонтальные косейсмические смещения на север и восток $\{V_{north}(\varphi_j, \lambda_j), V_{east}(\varphi_j, \lambda_j)\}$. Верти-

кальные смещения по данным GPS обычно определяются существенно менее точно, поэтому, как и в работе [Lay et al., 2017], нами они также не использовались. Аппроксимируем поверхность разрыва одной прямоугольной областью. Ее размеры и положение определяются семью параметрами. Это широта, долгота и глубина одного из ее углов, углы падения и простирания, размеры вдоль падения и простирания. Данные сейсмологии дают две нодальные плоскости и направление подвижки. Отсюда могут быть получены углы простирания и падения прямоугольной области. Линейные размеры области и ее пространственное положение уточняются методом подбора с учетом положения эпицентра землетрясения и облака афтершоков, тектонических данных.

Разделим область на ряд прямоугольных элементов по падению и простиранию. Компоненты вектора смещений в каждом элементе по падению и простиранию D_i и S_i являются неизвестными. Эти параметры входят в уравнения изотропной упругой среды линейно: сумма решений от набора плоскостей равна сумме решений от каждой плоскости, поэтому смещения на элементах, аппроксимирующих поверхность разрыва, находятся путем решения соответствующей линейной обратной задачи.

Важным ограничением на получаемые решения является условие на направление подвижки $rake_i = \text{tg}(D_i/S_i)$. Включение в функционал обратной задачи условия близости угла подвижки к углу, определенному по данным сейсмологии, делает задачу нелинейной и сводит ее решение к перебору по всем допустимым углам. Для сохранения линейности обратной задачи в работах [Михайлов и др., 2019; Diament et al., 2020] нами была использована такая форма регуляризирующего функционала обратной задачи в евклидовой метрике L_2 :

$$\begin{aligned} & \left\| \sum_{j=1}^{N1} \left(U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i u_{i,j}^d + S_i u_{i,j}^s) \right) - A \right\|_{L_2} + \\ & + \left\| \sum_{j=1}^{N2} \left(U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i u_{i,j}^d + S_i u_{i,j}^s) \right) - B \right\|_{L_2} + \\ & + \alpha \left(\left\| \sum_{j=1}^M \left(N_{GPS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i n_{i,j}^d + S_i n_{i,j}^s) \right) \right\|_{L_2} + \right. \\ & + \left. \left\| \sum_{j=1}^M \left(E_{GPS,j} - \sum_{i=1}^K \sum (D_i e_{i,j}^d + S_i e_{i,j}^s) \right) \right\|_{L_2} \right) + \\ & + \beta \left\| \sum_{i=1}^K (D_i \cos(rake) - S_i \sin(rake)) \right\|_{L_2} + \\ & + \gamma \left(\left\| \sum_{i=1}^K (D_i - \bar{D}) \right\|_{L_2} + \left\| \sum_{i=1}^K (S_i - \bar{S}) \right\|_{L_2} \right) = \min. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь исходные данные: $U_{LOS,j}$ — значения смещений в направлении на спутник в $N1$ точках по данным РСА-интерферометрии на острове Беринга и в $N2$ точках на о. Медный, $N_{GPS,j}$ и $E_{GPS,j}$ — смещения на север и восток в M пунктах GPS. Неизвестные величины: D_i и S_i — смещения по падению и простиранию на K элементах разбиения поверхности разрыва и две константы A и B , определяющие возникший при развертке фазы сдвиг полей смещений на островах Беринга и Медный. Расчетные величины: $u_{i,j}^d$ и $u_{i,j}^s$ — смещения в направлении на спутник, рассчитанные от единичного смещения по падению (d) и простиранию (s) на элементе i в точку задания РСА-данных с индексом j . Аналогично $n_{i,j}^d$ и $n_{i,j}^s$ ($e_{i,j}^d$ и $e_{i,j}^s$) смещения на север (восток) на пункте GPS j в результате единичного смещения по падению и простиранию на элементе i . Параметр α учитывает различный уровень точности интерферометрических и GPS данных; параметры β и γ определяют вес условия на угол подвижки. Условие при коэффициенте β требует, чтобы угол подвижки был близок к заданному направлению подвижки $rake$ (в данном случае мы использовали условие близости подвижки к чистому сдвигу). Однако этому условию соответствуют два угла, различающиеся на 180° . Поэтому, если в решении возникают смещения в противоположных направлениях, что не соответствует физическим представлениям, то следует увеличить коэффициент γ , стоящий при условии, что смещения в направлениях простирания и падения по отдельности должны быть близки к своим средним значениям, отмеченным в формулах (1) чертой сверху. Практика показывает, что это условие эффективно устраняет смещения в противоположных направлениях.

В функционал можно включить и другие имеющиеся данные, например, для крупных землетрясений гравитационные аномалии по данным спутников GRACE [Михайлов и др., 2019].

Дифференцируя (1) по неизвестным величинам A и B , находим простой способ нахождения этих констант (например, для A):

$$A = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N1} U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K \left(D_i \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N1} u_{i,j}^d + S_i \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N1} u_{i,j}^s \right). \quad (2)$$

Следовательно, до решения обратной задачи следует из смещений U_{LOS} , вычесть средние смещения, вычисленные отдельно для о. Беринга и о. Медный, и в процессе вычисления функций Грина u^d и u^s также вычитать их средние по каждому острову. После нахождения неизвестных смещений D_i и S_i , могут быть вычислены и константы A и B .

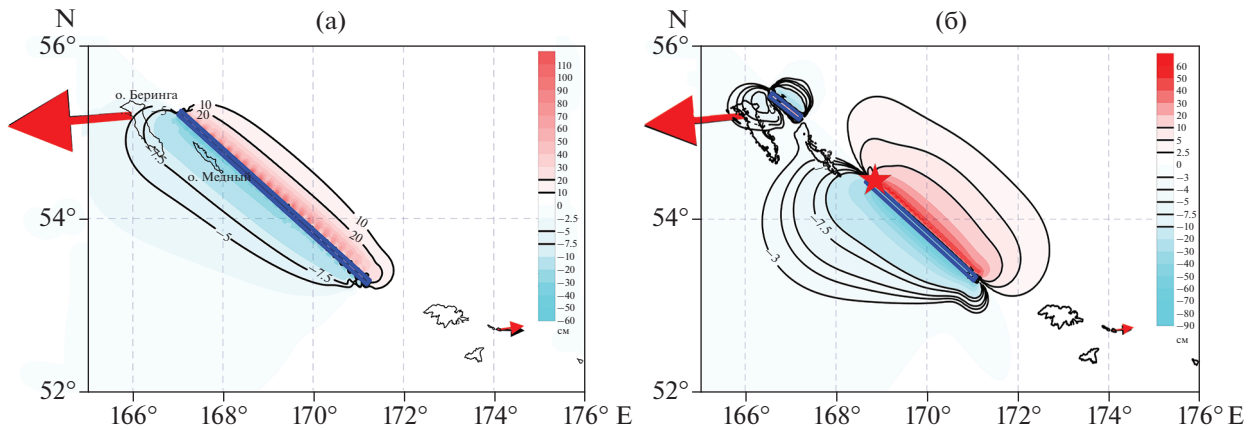


Рис. 5. Смещения в направлении на спутник в районе БАЗ, рассчитанные с использованием геометрии моделей, предложенных в работе [Чебров и др., 2019]: (а) — модель O1, единый очаг; (б) — очаг, состоящий из двух элементов. Обратите внимание на различия реальных смещений (рис. 4) и расчетных смещений на рис. 5б. Синие прямоугольники — элементы модели поверхности разрыва.

НОВАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА ПО ДАННЫМ РСА-ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

В ближней зоне землетрясения располагаются всего две станции, которые не обеспечивают достаточного контроля моделей поверхности разрыва. Поэтому вначале мы численно проверили согласованность данных РСА-интерферометрии и спутниковой геодезии, а также протестировали гипотезу о том, что сейсмический очаг состоял из двух разрозненных разрывов. Для этого мы использовали две модели: O1 и С, построенные в работе [Чебров и др., 2019]. Первая модель состоит из одного элемента (модель O1, см. рис. 5а), вторая — из двух (модель С, рис. 5б). Используя геометрические параметры моделей, была решена обратная задача по определению смещений по падению и простиранию, без регуляризирующих условий, поскольку при малом числе неизвестных задача сохраняет устойчивость. Решение подбиралось только под данные GPS на основе решения [Pollitz, 1996]. Расчеты смещений в направлении на спутник, представлены на рис. 5а, 5б.

В модели единого очага изолинии смещений в направлении на спутник на о. Медный вытянуты вдоль длинной оси острова, а на о. Беринга пересекают его с юго-запада на северо-восток, при этом смещения увеличиваются с юго-востока на северо-запад. Это соответствует данным РСА-интерферометрии (рис. 3 и рис. 4). В модели составного очага изолинии смещений на о. Медный пересекают его с запада на восток, на о. Беринга смещения увеличиваются в юго-восточном направлении. Это противоречит данным РСА-интерферометрии, показанным на рис. 4. Отсюда заключаем, что если очаг и имеет области с меньшими смещениями, то определенно не на отрезке, ближ-

нем к о. Медный. В модели единого очага, данные РСА-интерферометрии и GPS согласуются.

Далее было выполнено формальное решение обратной задачи с заданием смещений на 26 пунктах GPS, опубликованных в работе [Чебров и др., 2019] и полученных нами смещений по данным РСА-интерферометрии. Было рассмотрено три различных значения длины поверхности разрыва по простиранию: 330, 350 и 370 км. Во всех решениях РСА-смещения на о. Медный воспроизводятся хорошо — изолинии вытянуты вдоль длинной оси острова. На о. Беринга поворот изолиний от направления северо-запад—юго-восток в его южной и центральной части к направлению северо-восток—юго-запад в его северной части (рис. 4а), наилучшим образом воспроизводится при длине поверхности разрыва равной 370 км.

На рис. 6 представлено решение, полученное при аппроксимации поверхности разрыва одной прямоугольной плоскостью, имеющей протяженность по простиранию 370 км, по падению 19 км (глубина верхней кромки 0.97 км, нижней кромки 19 км). Угол простирания 307°, падения 72° заданы по модели².

Смещения по падению и простиранию составили 0.52 и -1.78 м соответственно, т.е. это в основном правый сдвиг, с углом подвижки 163.4° и относительно небольшой надвиговой компонентой. В целом, данные о смещениях на пунктах GPS и на отражающих площадках по РСА-интерферометрии согласуются хорошо. Максимальные расхождения в смещениях на север и восток составляют 0.44 и 0.63 см. Сейсмический момент, при задании модуля сдвига для земной коры 32 ГПа, составляет 3.95×10^{20} Н · м, что меньше значений $5.2-5.4 \times 10^{20}$ Н · м, опубликованных на сайтах

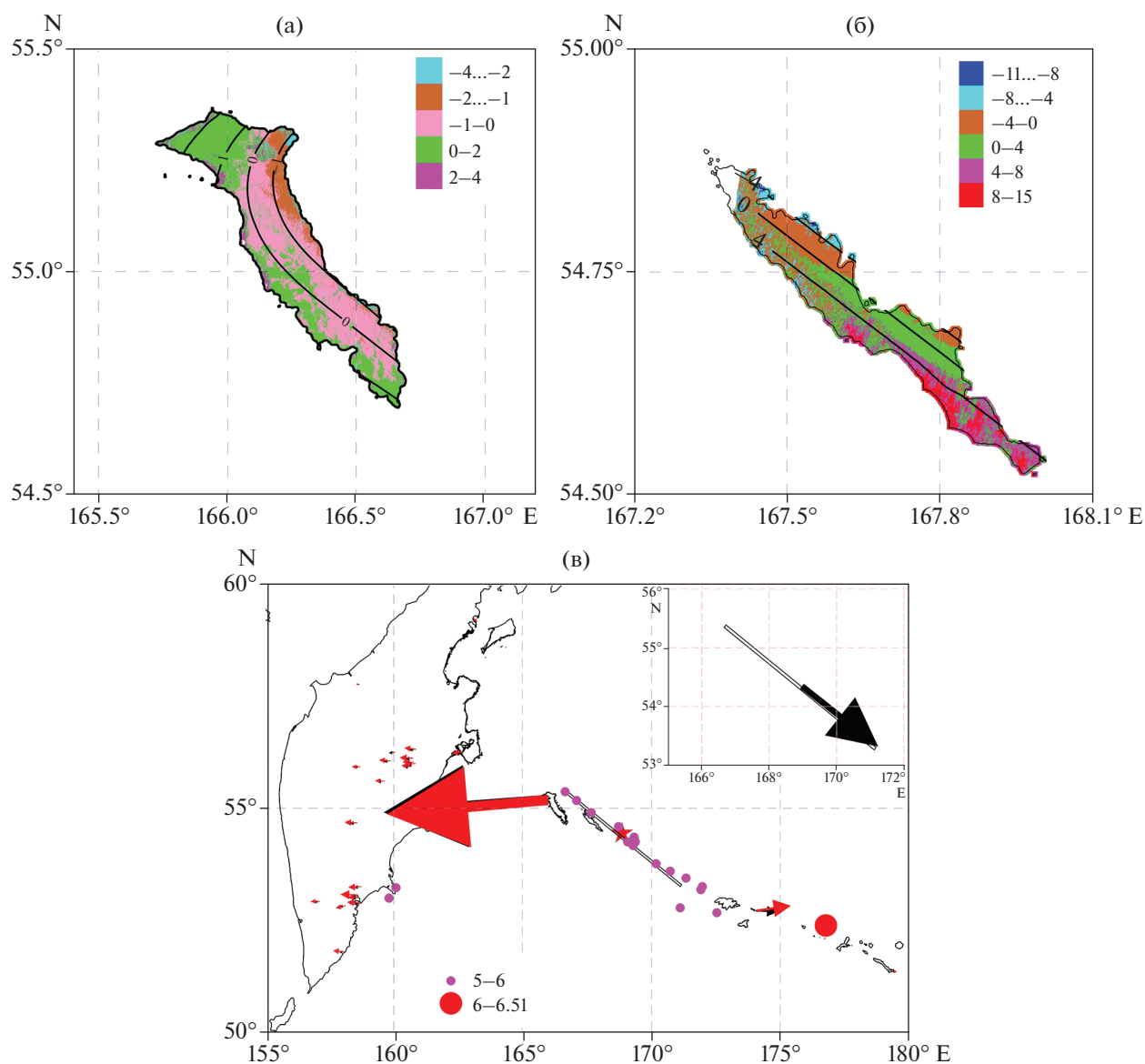


Рис. 6. Поля смещений в очаговой области землетрясения БАЗ для модели, состоящей из единого разрыва длиной по простиранию 370 км: (а) — смещения (в см) в направлении на спутник на о. Беринга. Цветовая шкала — РСА-данные, изолинии — полученное решение; (б) — то же на о. Медный; (в) — сравнение смещений на пунктах GPS (красные стрелки — расчетные, черные — измеренные). Пурпурные точки — основные афтершоки по данным сайта USGS², красная звезда — эпицентр землетрясения. Максимальный размер стрелки соответствует смещению в 7.19 см (о. Беринга).

Геологической службы США² и проекта Global Centroid-Moment-Tensor¹.

Для исследования изменений поля смещений вдоль поверхности разрыва модель была разделена на пять равных элементов по простиранию. Результаты расчетов представлены на рис. 7. Абсолютные значения вектора смещений составили (двигаясь с юго-востока на северо-запад) 4.23, 2.64, 1.43, 2.99 и 1.72 м, также с надвиговой компонентой (рис. 7в, врезка). Смещения распределены неравномерно, наибольшие смещения получены на юго-восточном участке. В районе ост-

ровов Беринга и Медный смещения в среднем меньше, чем на южном участке разлома Беринга. Это согласуется с моделью [Lay et al., 2017]. В целом, данные о смещениях на пунктах GPS и на отражающих площадках по РСА-интерферометрии согласуются лучше (рис. 7в). Максимальные расхождения в смещениях на север и восток составляют 0.44 и 0.57 см. Сейсмический момент, при задании модуля сдвига для земной коры 32 ГПа, составляет 5.56×10^{20} Н · м, что ближе к оценкам USGS и GCMT. Отметим, что наименьшие смещения получены на среднем элементе, где распо-

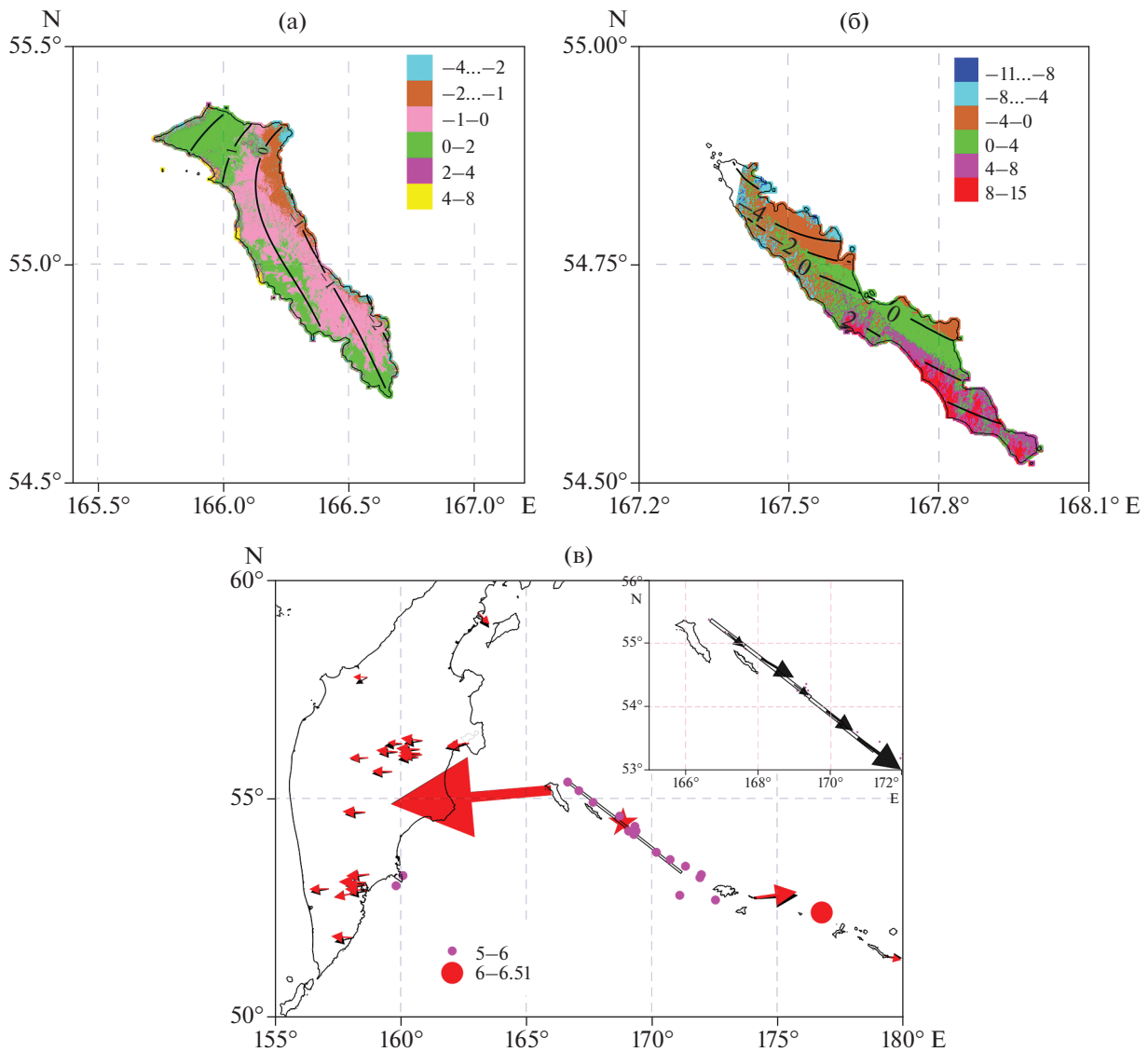


Рис. 7. Поля смещений в очаговой области землетрясения БАЗ для модели, состоящей из прямоугольного разрыва длиной по простиранию 370 км и разделенного на пять равных элементов по простиранию: (а) – смещения (в см) в направлении на спутник на о. Беринга; (б) – то же на о. Медный; (в) – сравнение смещений на пунктах GPS (красные стрелки – расчетные, черные – измеренные). На врезке в правом верхнем углу показаны смещения на пяти элементах модели. Обозначения те же, что и на рис. 6.

лагалась большая часть афтершоков (события с магнитудой больше 5 показаны пурпурными точками на рис. 7в).

В работе [Lay et al., 2017] представлена модель, в которой на фоне общего смещения по всей поверхности разрыва амплитудой 1–2 м, выделяется одна область главных смещений в юго-восточной части поверхности разрыва. Область протягивается от поверхности до глубины 10 км и имеет амплитуду смещений до 8 м. Также в основном в юго-восточной части получены смещения в интервале глубин 10–20 км и амплитудой до 4 м. Для исследования вопроса о распределении смещения с глубиной, прямоугольная область, аппрок-

симирующая поверхность разрыва, была разделена нами на 8 элементов: четыре по простиранию и два по падению. Результаты моделирования представлены на рис. 8. Абсолютные значения вектора смещений составили (двигаясь с юго-востока на северо-запад) на верхних (ближе к поверхности) элементах: 4.64, 2.99, 2.41 и 1.59 м с меньшей надвиговой компонентой, чем в варианте с пятью элементами (рис. 8в). В нижнем, более глубоком ряду смещения составили: 3.59, 2.29, 0.51 и 1.78 м. Как и в предыдущем варианте, смещения распределены неравномерно, наибольшие смещения получены на юго-восточном участке. Смещения в нижнем ряду систематиче-

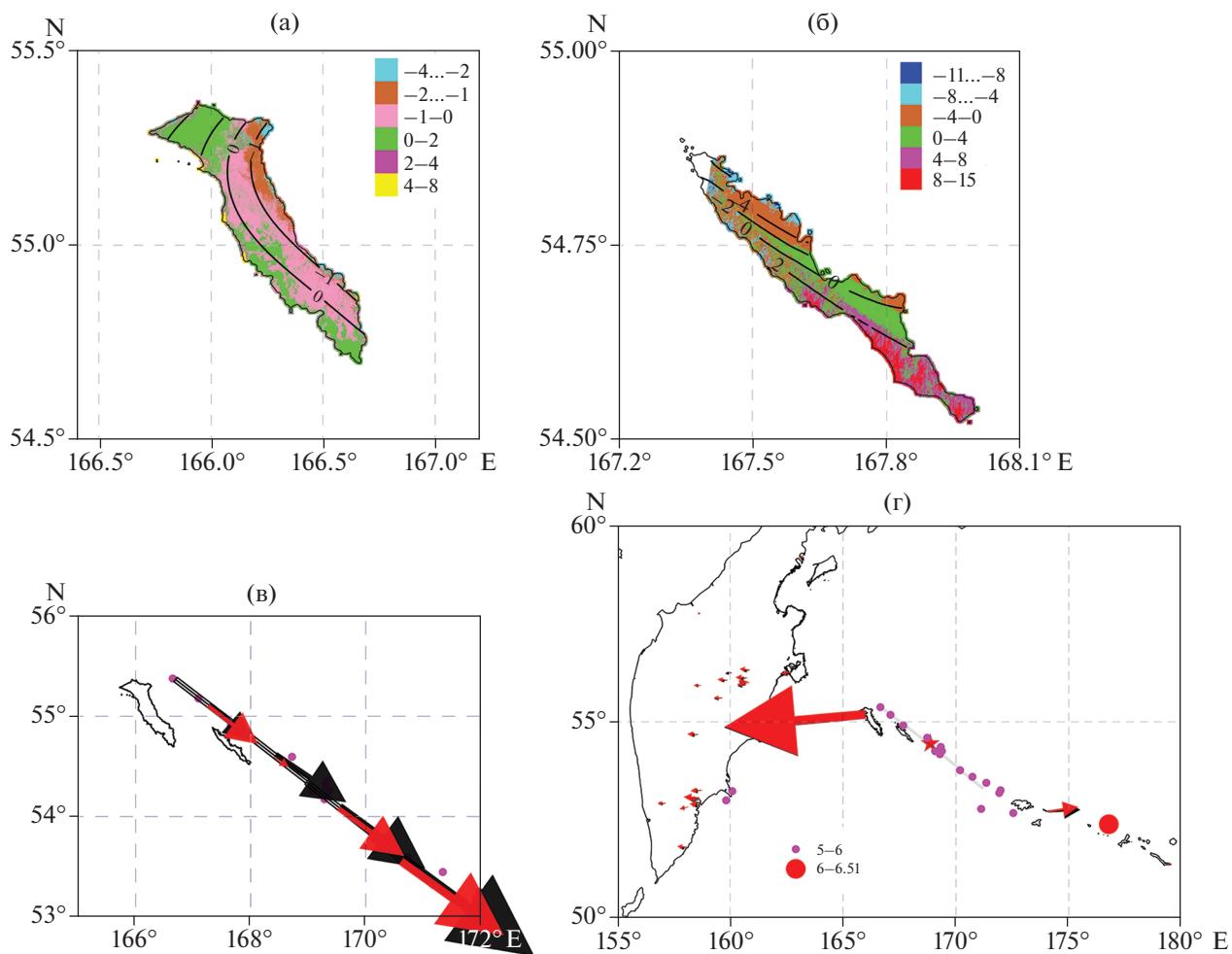


Рис. 8. Поля смещений в очаговой области землетрясения БАЗ для модели, состоящей из прямоугольного разрыва длиной по простиранию 370 км, разделенного на четыре равных элемента по простиранию и два по падению: (а) — смещения (в см) в направлении на спутник на о. Беринга; (б) — то же на о. Медный; (в) — модель поверхности разрыва. Красные стрелки — смещения на глубоких элементах, черные — на более мелких; (г) — сравнение смещений на пунктах GPS (красные стрелки — расчетные, черные — измеренные). Обозначения те же, что и на рис. 6—рис. 7.

ски меньше смещений у поверхности. На одном элементе, восточнее о. Медный, смещения существенно меньше, чем на других элементах модели. Естественно, что с увеличением числа элементов, качество приближения реальных данных возрастает (рис. 8г). Максимальные расхождения в смещениях на север и восток составляют 0.22 и 0.34 см. Сейсмический момент, при задании модуля сдвига для земной коры 32 ГПа, составляет 5.28×10^{20} Н · м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данной работе мы не стали существенно усложнять модель, поскольку при увеличении числа элементов результат начинает сильно зависеть от принятого метода регуляризации и выбранных весов в функционале (1). При числе элементов до 8–10 задача сохраняет устойчивость, существенной регуляризации не требуется. Здесь

уместно заметить, что сами модели поверхности разрыва являются приближением к реальным условиям. И хотя модель сферически расслоенной Земли учитывает изменения параметров с глубиной и, тем самым, точнее описывает реальные ситуации, чем модель однородного упругого полупространства, в ней отсутствуют латеральные неоднородности. Поэтому стремление согласовать результаты до сотых долей процента, часто приводит к выявлению деталей, не обеспеченных точностью постановки задачи и реальных данных.

В целом модели, построенные по инверсии волновых форм и данным GPS, и модели, основанные на данных GPS и PCA-интерферометрии, хорошо согласуются. Это подтверждает качество оценки полей смещений по данным спутниковой интерферометрии, в том числе в сложных условиях небольших океанических островов.

Реконструкция движений в очаге землетрясения, основанная на сейсмических записях (сейсмограммах), так же, как и реконструкция с использованием данных ГНСС, опирается на измерения смещений, зарегистрированных в конечном наборе отдельных точек поверхности. В отличие от этого, использование данных РСА-интерферометрии позволяет построить поле смещений в окрестности эпицентра землетрясения, что дает информацию о движениях в очаге землетрясения.

Сейсмологические модели очага БАЗ, согласованные с относительно редкими и неравномерно распределенными наблюдениями ГНСС, допускают как подвижку по одному сегменту разлома Беринга [USGS²; Lay et al., 2017; Чебров и др., 2019]), так и последовательные подвижки по двум сегментам [Чебров и др., 2019]. Данные измерения поля деформаций методом РСА-интерферометрии ставят под сомнение адекватность двухсегментной модели, поскольку поле рассчитанных согласно этой модели деформаций существенно (качественно и количественно) не согласуется с полем деформаций, измеренным на территории островов Беринга и Медного. РСА-данные о смещениях на о. Медный показывают, что расположенный в его окрестности участок разлома Беринга испытал существенные смещения. Модель, содержащая два ряда элементов на глубинах до 10 км и от 10 до 19 км, показывает, что смещения на поверхности разрыва происходили неравномерно, особенно по глубине, но полностью запертых участков, по всей вероятности, все же не осталось.

Наша модель подвижки в очаговой области БАЗ по размерам поверхности разрыва и величине подвижки (сейсмического момента) согласуется с оценками известных односегментных моделей [Lay et al., 2017; Чебров и др., 2019; USGS²]. При этом размер разрыва, оцененный по нашей модели в 370 км (так же, как и размеры разрыва в других моделях очага БАЗ), превосходит средний размер, даваемый статистическими соотношениями для землетрясения $M_w = 7.8$ [Thingbaijam et al., 2017]. На это несоответствие обратили внимание авторы работы [Чебров и др., 2019]. Однако отличие модельного размера очага БАЗ от среднестатистического не является существенным в статистическом смысле, поскольку погрешности коэффициентов в формуле, связывающей размер очага с его моментной магнитудой, дают для $M_w = 7.8$ коридор для размера очага для сдвигового землетрясения от 103 до 529 км [см. табл. 1 в Thingbaijam et al., 2017]. В работе [Чебров и др., 2019] отмечается, что БАЗ находится в зоне геодинамического аналога Суматранского землетрясения 26.12.2004 г., $M_w = 9.1$. Размер очага Суматранского землетрясения, так же, как и размер очага БАЗ, превышает среднестатистическую ве-

личину, рассчитываемую по магнитуде соответствующего землетрясения. Вопрос, является ли совпадение таких превышений случайным или же отражает какие-то особенности геодинамически сходных зон этих землетрясений, остается пока открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При сопоставлении моделей очагов землетрясений, построенных по сейсмологическим данным, с моделями по данным наземной и спутниковой геодезии, следует иметь в виду различие временных интервалов движений в очаговой области землетрясения. Сейсмологические данные и, соответственно, сейсмологические модели, отражают только процесс вспарывания, занимающий десятки секунд (в случае БАЗ время вспарывания оценивается разными авторами в диапазоне 30–70 с [Чебров и др., 2019]). Интервал накопления деформаций по данным ГНСС определяется интервалом отсчетов, обеспеченных необходимой точностью, и обычно составляет первые сутки. Интервал накопления деформаций, измеренных средствами РСА-интерферометрии, определяется интервалом времени между последовательными РСА-снимками, в нашем случае он составил 6 суток после сейсмического события. Тем самым, движения в очаговой зоне, моделируемые по деформационным данным, включают в себя как полную подвижку при вспарывании очага землетрясения, так и часть постсейсмических смещений, которые могут быть связаны с различными криповыми процессами. Возможно, вклад могут вносить и подвижки в очагах сильных афтершоков. Это обстоятельство следует учитывать при сопоставлении и совместной интерпретации сейсмологических и геодезических моделей движений в очаговых областях землетрясений.

В случае БАЗ двухсегментная модель очага построена на основе двухсегментной структуры облака афтершоков в первые часы после главного события [Чебров и др., 2019]. К исходу первых суток разделенные в пространстве в первые часы облака афтершоков слились, демонстрируя единую очаговую область. Вероятно, именно ее обнаруживает наша РСА-модель, отражающая суммарную деформацию за 6 суток.

В работе [Тимошкина и др., 2021] мы отмечали, что сейсмические и геодезические модели движений в очаговой зоне землетрясения в некотором смысле дополняют друг друга. Сейсмические модели описывают динамику вспарывания очага на масштабах времени в десятки секунд, но не “видят” последующую более медленную деформацию. Спутниковая геодезия фиксирует как деформацию собственно вспарывания очага, так и более медленную постсейсмическую деформацию, но не разделяет их. Масштаб времени геоде-

зических моделей, получаемых по спутниковым данным, составляет обычно несколько суток или десятков суток (в зависимости от интервала времени между имеющимися спутниковыми снимками), что не позволяет рассматривать динамику вспарывания. Изучение сходств и различий “быстрых” сейсмических и “медленных” геодезических моделей движений в очаговых зонах может оказаться полезным как для более полного понимания механики очага землетрясения, так и для прояснения физики сейсмического процесса. Перспективным представляется также комбинирование сейсмологических и геодезических данных для стабилизации решения обратной задачи очага землетрясения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено по госзаданию ИФЗ РАН, а также при финансовой поддержке гранта Министерства образования и науки № 14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ”. В части прояснения роли спутниковых методов в оценке деформационных аномалий в области очага землетрясения работа поддержана Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Фундаментальные и прикладные исследования космоса”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гордеев Е.И., Пинегина Т.К., Ландер А.В., Кожурин А.И. Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники // *Физика Земли*. 2015. № 4. С. 58–67.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаиллинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // *Вычислительная сейсмология*. 1994. Вып. 26. С. 103–122.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Дозорова К.А., Мазова Р.Х., Кисельман Б.А., Баранова Н.А. Командорская сейсмическая брешь: прогноз землетрясения и расчет цунами // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 561–573.
- Лутиков А.И., Рогожин Е.А., Донцова Г.Ю., Жуковец В.Н. Землетрясение 17.07.2017 г., $M_w = 7.8$ вблизи Командорских островов и сильные сейсмические проявления в западном сегменте Алеутской островной дуги // *Вулканология и сейсмология*. 2019. № 2. С. 52–66.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Арора К., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Чадда Р., Пономарев А.В., Шринагеш Д. Новые данные об Олюторском землетрясении, полученные с применением спутниковой радарной интерферометрии // *Вулканология и сейсмология*. 2018. № 3. С. 64–69.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // *Физика Земли*. 2014. № 4. С. 120–130.
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Смирнов В.Б. Проблемы совместной интерпретации временных вариаций гравитационного поля с данными о смещениях земной поверхности и дна океана на примере землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г.) // *Физика Земли*. 2019. № 5. С. 53–60.
- Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Жуковец В.Н. Землетрясение 17.07.2017 г., $M_w = 7.8$ вблизи Командорских островов, его тектоническая позиция и геодинамическая обстановка // *Физика Земли*. 2019. № 4. С. 72–88.
- Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии // *Физика Земли*. 2022. № 1. С. 83–89.
- Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., Ландер А.В., Павлов В.М., Салтыков В.А., Титков Н.Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с $M_w = 7.8$ на границе Командорской сейсмической брешы // *Вестник КРАУНЦ*. 2017. № 3. Вып. 35. С. 22–25.
- Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Дроздина С.Я., Митюшкина С.В., Оттоук Д.А., Павлов В.М., Титков Н.Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с $M_w = 7.8$. I. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке // *Физика Земли*. 2019. № 4. С. 48–71.
- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. № 11. 13 p.
- Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // *J. Geodynamics*. 2020. V. 136. 11 p.
- Geist E.L., Scholl D.W. Large scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // *Tectonics*. 1994. V. 13. № 3. P. 538–560.
- Hanssen R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 2001. 308 p.
- Kogan M.G., Frolov D.I., Vasilenko N.F., Freymueller J.T., Steblov G.M., Ekström G., Titkov N.N., Prikov A.S. Plate coupling and strain in the far western Aleutian arc modeled from GPS data // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. № 7. P. 3176–3183.
- Lay T., Ye L., Bai Y., Cheung K.F., Kanamori H., Freymueller J., Steblov G.M., Kogan, M.G. Rupture Along 400 km of the Bering Fracture Zone in the Komandorsky Islands Earthquake ($M_w 7.8$) of 17 July 2017 // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. № 24. P. 12,161–12,169.
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. V. 25. № 11. P. 979–982.
- Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *BSSA*. 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.
- Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *BSSA*. 1992. V. 82. № 2. P. 1018–1040.

Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophysical Journal International*. 1996. V. 125. № 1. P. 1–14.

Pollitz F.F. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 1997. V. 102(B8). P. 17921–17941.

Redfield T.F., Scholl D.W., Fitzgerald P.G., Beck E., Myrl Jr. Escape tectonics and the extrusion of Alaska: Past, present, and future // *Geology*. 2007. V. 35. № 11. P. 1039–1042.

Scholl D.W. Viewing the Tectonic Evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) Connection with an Alaska Crustal

Extrusion Perspective. *Geophysical Monogr. Series “Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region”* / Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M. (eds.) Washington DC: American Geophysical Union. 2007. V. 172. P. 3–35.

Sykes L.R. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and Aleutians // *J. Geoph. Res.* 1971. V. 76. № 32. P. 8021–8041.

Thingbaijam K.K.S., Mai M.P., Goda K. New empirical earthquake source-scaling laws // *BSSA*. 2017. V. 107. № 5. P. 2225–2246.

New Model of the Rupture Surface of the Near Islands Aleutian Earthquake of July 17, 2017 $M_w = 7.8$ Based on SAR Interferometry

**V. O. Mikhailov^{a, b}, V. A. Timofeeva^{a, c, *}, V. B. Smirnov^{b, a},
E. P. Timoshkina^a, and N. M. Shapiro^{a, d}**

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

^b*Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d*Institut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes, CNRS, Grenoble, France*

*E-mail: v.a.timofeeva@iperas.ru

A new model of the rupture surface of the $M_w = 7.8$ Near Islands Aleutian earthquake that occurred on July 17, 2017 in the region of the Commander Islands of the Aleutian Island Arc is presented. The model based on the displacement fields obtained from Sentinel-1B satellite radar images for the Bering and Mednyi Islands. Among the interferogram pairs calculated from the images covering the period from June 17 to August 28, 2017, the most reliable displacement fields were obtained from the image pair July 11–July 23, 2017. These displacements include coseismic and part of the postseismic displacements. The inversion also included the displacement data recorded by the GNSS GPS stations in the Kamchatka Peninsula, Commander Islands, and Aleutian Islands closest to the epicenter. Due to the fact that the displacements that are substantially above the noise level were only recorded at two GPS stations on the Bering and Shemya islands, the use of the InSAR data allow us to significantly refine the existing models of the earthquake source. In our models, the seismic rupture is approximated by a plane with a strike length of 370 km and a dip length of 19 km. Three models are calculated: a model of uniform displacement across the entire rupture surface; a model in which the rupture surface is divided into five elements along the strike; and a model divided into four elements along the strike and two levels along the dip, with a total of eight elements. All models demonstrate the same displacement type: right-lateral strike-slip with a relatively small thrust component. According to the constructed models, the displacements on some segments of the rupture surface were slightly smaller than average, but generally, displacements occurred in the entire source zone. The models based on the satellite geodesy data and on waveform inversion mainly agree. The discrepancy of the models based on the different data can arise from the fact that seismological data characterize a part of the source process accompanied by the generation of seismic waves. The surface displacements estimated from InSAR data not only cover the main event but also include the displacements that can be associated with various creep processes. The period covered by the radar images also includes foreshocks of magnitude up to 6.3 and more than 100 aftershocks of magnitude from 4 to 5.5. Perhaps that is why the displacements obtained in our models are more uniformly distributed over the 370-km rupture surface than in the models based on the waveform analysis.

Keywords: Near Islands Aleutian earthquake of July 17, 2017, satellite radar interferometry, InSAR, rupture surface model, coseismic and postseismic displacements, satellite-based remote sensing, Beringia