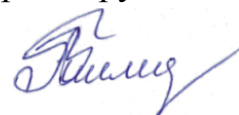


ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю.ШМИДТА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИФЗ РАН)

На правах рукописи



ТИМОФЕЕВА ВЕРА АНАТОЛЬЕВНА

**Применение методов РСА-интерферометрии для исследования  
сейсмических событий в районе полуострова Камчатка  
и Командорских островов**

Специальность 25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков  
полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
член-корреспондент РАН,  
доктор физико-математических наук, профессор  
Михайлов Валентин Олегович

Москва – 2022

## Оглавление

Введение .....	4
1 РСА-интерферометрия .....	17
1.1 Радиолокаторы с синтезированной апертурой: история развития .....	17
1.2 Применение РСА-интерферометрии для определения смещений земной поверхности .....	24
Выводы по главе 1 .....	44
2 Построение новой модели поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 на основе данных РСА-интерферометрии .....	46
2.1 Оценка полей смещений земной поверхности вследствие БАЗ методами РСА-интерферометрии .....	49
2.2 Обзор существующих моделей поверхности разрыва БАЗ .....	53
2.3 Метод построения модели поверхности сейсмического разрыва .....	55
2.4 Новая модель поверхности разрыва БАЗ по данным РСА-интерферометрии .....	59
Выводы по главе 2 .....	66
3 Построение модели поверхности разрыва Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017 по данным РСА-интерферометрии .....	68
3.1 Историческая сейсмичность региона .....	69
3.2 Параметры ЮОЗ по данным сейсмических станций .....	73
3.3 Оценка смещений земной поверхности вследствие ЮОЗ по данным РСА-интерферометрии .....	74
3.4 Новая модель поверхности разрыва ЮОЗ на основе данных РСА- интерферометрии .....	83
Выводы по главе 3 .....	90
4 Оценка возможности извержения вулкана Большая Удина .....	92
4.1 Оценки смещений земной поверхности в районе вулкана по спутниковым данным .....	92

4.2 Сейсмологические наблюдения .....	98
Выводы по главе 4 .....	101
Заключение .....	103
Список сокращений и условных обозначений .....	107
Список литературы .....	109

## Введение

**Актуальность темы исследования.** Методы спутниковой геодезии, в том числе глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) и спутниковые радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА), наряду с сейсмологическими исследованиями, вносят основной вклад в изучение сейсмических и вулканических событий в районе полуострова Камчатка и Командорских островов. Кроме того, изучение полей смещений на склонах вулканов и в областях землетрясений дает новую информацию о развитии современных тектонических процессов.

**Степень разработанности темы исследования.** Представленное исследование продолжило основную линию работ лаборатории комплексной геодинамической интерпретации наземных и спутниковых данных (502) ИФЗ РАН – геодинамическую интерпретацию геофизических, геодезических и геологических данных на основе численных моделей исследуемого природного процесса. Эта технология начала разрабатываться сотрудниками лаборатории еще в середине 70-х годов под руководством академика В.П. Мясникова. Данный подход имеет целый ряд преимуществ. Если геодинамическая модель достаточно детально описывает различные стороны развития природного процесса, то в ее рамках можно согласовать практически все имеющиеся данные, а обратная задача сводится к определению конечного набора параметров геодинамической модели [10].

Так, при построении модели поверхности сейсмического разрыва удается согласовать амплитуды смещений земной поверхности по данным РСА-интерферометрии и геодезии, геофизические поля, учесть данные сейсмологии и полевых сеймотектонических наблюдений. Без применения геодинамического подхода эти данные сопоставить не удастся. Действительно, данные РСА-интерферометрии фиксируют смещения многочисленных отражающих объектов в направлении на спутник, менее многочисленные станции ГНСС измеряют смещения на восток и север, а при достаточно длительных наблюдениях и по

вертикали. Для очень сильных землетрясений можно использовать ежемесячные гравитационные модели спутников GRACE<sup>1</sup>, которые слабо отражают смещения земной поверхности, но в основном характеризуют косейсмические и постсейсмические изменения поля напряжений, и, следовательно, плотности пород в огромных объемах мантии и литосферы.

**Целью данной работы** являлось изучение сейсмических процессов в районе полуострова Камчатка и Командорских островов методами дифференциальной спутниковой РСА-интерферометрии: оценка полей смещений земной поверхности и их численная геодинамическая интерпретация в комплексе с имеющимися сейсмологическими, геологическими и геодезическими данными.

**Достижение поставленной цели потребовало решения следующих задач:**

1. Отобрать и систематизировать обеспечивающие качество конечного результата спутниковые снимки для недавних сейсмических событий на полуострове Камчатка и Командорских островах с учетом критериев согласованности (когерентности) снимков, величины пространственной и временной базовых линий, времени съемки, а также метеорологических условий и наличия снежного покрова.
2. Провести расчеты для всех областей землетрясений, для которых удалось найти пары качественных снимков, и выявить события, для которых метод РСА-интерферометрии позволяет оценить смещения земной поверхности в период сейсмической активности.
3. Для каждого события провести серии расчетов и определить наилучшим образом подходящие параметры обработки спутниковых РСА-снимков методом дифференциальной интерферометрии, позволяющие устойчиво оценивать поля смещений в условиях полуострова Камчатка и Командорских островов.
4. Для выбранных событий собрать данные наземных геологических наблюдений, данные о координатах и механизме очага по каталогам

---

<sup>1</sup> <http://icgem.gfz-potsdam.de/series>

мировых и локальных сейсмических сетей, данные о смещениях на пунктах постоянной сети ГНСС станций.

5. Для каждого выбранного события на основе определенных полей смещений и собранных наземных данных построить геодинамическую модель. Оценить параметры сейсмических событий (размеры поверхности разрыва и поле смещений на ней) путем решения соответствующих обратных задач в рамках построенной геодинамической модели.
6. Выполнить интерпретацию полученных результатов.

**Методология и методы исследования.** В работе получили развитие методы оценки смещений на природных объектах, в том числе в условиях, сложных для РСА-интерферометрии (горный рельеф, снежный покров, растительность). Для исследования применялись метод дифференциальной интерферометрии (DInSAR) и метод малых базовых линий (SBAS).

В методе DInSAR на первом этапе обработки спутниковых данных осуществляется сравнение фаз радарных сигналов, отраженных от одной и той же площадки на поверхности Земли при повторной съемке. РСА-снимок представляет собой матрицу комплексных чисел, модуль которых равен амплитуде отраженного сигнала, а фаза равна сдвигу излученного и принятого радиолокационного сигнала. Совмещение (коррегистрация) снимков выполняется на основании сопоставления соответствующих амплитуд. 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 радиолокационных 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 (LOS). Кроме того, значения фазы содержат и различного рода помехи, связанные с влиянием атмосферы (влажность, температура, изменение давления между съемками), ошибок цифровой модели рельефа и аппаратных шумов (изменение отражателей, изменение угла обзора).

Интерферограмма содержит не абсолютные значения фазового сдвига, а значения, свернутые по модулю  $2\pi$ . Проблема фазовой неоднозначности решается так называемой развёрткой фазы. Задача перехода к абсолютным значениям фазы сводится к добавлению необходимого числа полных фазовых циклов к каждому фазовому измерению. На завершающем этапе фаза развернутой дифференциальной интерферограммы переводится в значение смещений земной поверхности.

Метод SBAS реализует совместный анализ серий парных интерферограмм, построенных по снимкам с небольшим орбитальным разнесением (с малыми пространственными базовыми линиями). Наличие как пространственной, так и временной информации в обрабатываемых данных используется для выявления и фильтрации артефактов атмосферной фазы. На серии парных интерферограмм выделяют отдельные пиксели, устойчиво отражающие радиолокационный сигнал. В результате становится возможным определение медленных устойчивых по времени смещений и оценка средних скоростей смещений с точностью до нескольких мм/год.

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 [60]. Это обстоятельство легко учесть при решении обратной задачи, поскольку эти углы известны. Более детальное описание в русскоязычной литературе можно найти, например, в [3, 5, 11, 12].

Далее строится модель исследуемого процесса – модель поверхности разрыва (на основании решения Ф. Поллитца [81, 82]) или модель магматической камеры (на основании решения Моги [73]), и определяются их параметры путем решения соответствующих обратных задач.

Возникающие обратные задачи являются некорректно поставленными по Адамару. Для их решения применяются различные методы регуляризации [28]. В

том числе решения строятся с учетом данных геодезии, сейсмологии и наземных геологических исследований.

### **Научная новизна и практическая значимость исследования.**

1. Впервые определены поля смещений для трех областей сейсмической активизации в районе полуострова Камчатка и Командорских островов. Для Ближне-Алеутского землетрясения интерферограмма, построенная по паре снимков от 11.07.2017 и 23.07.2017 спутника Sentinel-1B, 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. Для Южно-Озерновского землетрясения впервые оцененные смещения в направлении LOS по летним снимкам спутника ALOS-2 с восходящего 108 трека достигли 33.1 см, что почти в 3 раза больше оценок, полученных ранее по зимним снимкам спутника Sentinel-1A. Смещения на склонах вулкана Большая Удина в период сейсмической активизации, определенные по временным сериям снимков спутника Sentinel-1A за 2017 и 2018 годов и по парам снимков спутника ALOS-2 не превосходят первые сантиметры и по своим пространственным масштабам не соответствуют смещениям, которые могли быть связаны с подъемом магмы на глубину в 5 км, где фиксировалась повышенная сейсмическая активность.

2. Впервые построена модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 на основе данных РСА-интерферометрии и спутниковой геодезии, позволившая получить новые сведения о строении очага этого сейсмического события. Данные РСА-интерферометрии не подтверждают гипотезу о том, что разрыв состоял из двух участков. Показано, что смещения на поверхности разрыва происходили неравномерно, особенно по глубине, но полностью запертых участков, по всей вероятности, все же не осталось.

3. Для Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017 построена новая модель поверхности разрыва, основанная на летних снимках спутника ALOS-2, которые показали существенно большие смещения, чем зимние снимки. Модель с падением на северо-запад с углом простираия  $213^\circ$  и углом падения  $51^\circ$  представляется наиболее предпочтительной. Она указывает на то, что разрыв



этого сейсмического события, возможно, произошел на системе разломов, связанной с береговыми горными хребтами.

4. На основе комплексного исследования причин сейсмической активизации в районе вулкана Большая Удина сделан вывод об отсутствии признаков внедрения магматического материала от очага в районе реки Толуд в сторону вулкана Большая Удина. Анализ данных, выполненный с использованием спутниковых снимков различной длины волны и различных методов их обработки (парные интерферограммы и временные ряды), не выявил существенных смещений земной поверхности в районе вулкана Большая Удина. Полученные по снимкам спутниковых миссий смещения за 2017 и 2018 годы могут указывать либо на малую активность глубинных процессов, либо на то, что эти процессы связаны с отступлением магматического материала в более глубокий магматический очаг.

Определение положения и размеров очаговой зоны землетрясений (Ближне-Алеутского и Южно-Озерновского), а также соответствующие им поля смещений в районах, удаленных от станций мировых сейсмических и геодезических сетей, дают новую информацию о структуре и динамике области сочленения Тихоокеанской, Евразийской и Северо-Американской тектонических плит. Полученные результаты вносят вклад в решение фундаментальной задачи исследования геодинамики этой сложнейшей области, включая динамику выделенных здесь более мелких литосферных плит. Результаты по вулкану Большая Удина показали, что сейсмическая активизация не является предвестником крупного извержения, но, вероятно, указывает на отступление лавы в более глубокий магматический резервуар.

#### **Научные положения, выносимые на защиту:**

1. Оценки полей смещений земной поверхности и их конфигурации для трех областей сейсмической активизации в районе полуострова Камчатка и Командорских островов, впервые полученные с помощью адаптированных для данного региона методов РСА-интерферометрии.

2. Модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 на основе данных РСА-интерферометрии и спутниковой геодезии, позволившая получить новые сведения о строении очага этого сейсмического события.
3. Новая модель поверхности разрыва Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017, основанная на анализе серии летних снимков спутника ALOS-2 с использованием методов РСА-интерферометрии, уточняющая сведения о системе подвижек в очаге этого сейсмического события.
4. Сейсмическая активизация в районе вулкана Большая Удина, исследованная с применением методов РСА-интерферометрии и сейсмологических наблюдений, не является предвестником крупного извержения, а скорее связана с отступлением магматического материала в более глубокий очаг, расположенный юго-западнее вулкана.

#### **Степень достоверности и апробация результатов исследования.**

Достоверность полученных результатов подтверждается их согласованностью с данными сейсмологии, и достигается, в том числе, путем взаимной верификации рассчитываемых данных по снимкам с различных спутниковых миссий, оборудованных РСА с длинами волн различных диапазонов, и с применением различных методов выделения деформационных сигналов.

По результатам описанных в данной работе исследований имеется 9 публикаций и одна принята к печати, из которых три статьи в изданиях, рекомендованных ВАК для публикации результатов диссертационных исследований:

1. Михайлов, В.О. Модель поверхности разрыва Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017 Mw 6.6 по данным спутниковой радарной интерферометрии / В.О. Михайлов, В.А. Тимофеева, М.С. Волкова // **Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.** – 2022. – Т. 19. – № 3. – Принято к публикации.
2. Михайлов, В.О. Новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. Mw = 7.8 на основе данных спутниковой

- радарной интерферометрии / В.О. Михайлов, В.А. Тимофеева, В.Б. Смирнов, Е.П. Тимошкина, Н.М. Шапиро // **Физика Земли.** – 2022. – № 2. – С. 88–101. (*Переводная версия:* Mikhailov, V.O. New Model of the Rupture Surface of the  $M_w = 7.8$  Near Islands Aleutian Earthquake of July 17, 2017 Based on SAR Interferometry / V.O. Mikhailov, V.A. Timofeeva, V.B. Smirnov, E.P. Timoshkina, N.M. Shapiro // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth.* – 2022. – Vol. 58. – No. 2. – Pp. 230-242.)
3. Михайлов, В.О. Моделирование поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 с использованием данных РСА-интерферометрии / В.О. Михайлов, В.А. Тимофеева, В.Б. Смирнов, Е.П. Тимошкина, Н.М. Шапиро // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: тезисы докладов II всероссийской конференции с международным участием. – М., ИТПЗ РАН, 2021. – С. 72-73.
  4. Михайлов, В.О. Новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. на основе данных РСА-интерферометрии / В.О. Михайлов, В.А. Тимофеева, В.Б. Смирнов, Е.П. Тимошкина, Н.М. Шапиро // Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. – М., ИКИ РАН, 2021. – С. 322.
  5. Сенюков, С.Л. Совместное исследование сейсмичности и данных спутниковой радарной интерферометрии для оценки возможного извержения потухшего вулкана Большая Удина / С.Л. Сенюков, В.О. Михайлов, И.Н. Нуждина, Е.А. Киселева, С.Я. Дрознина, В.А. Тимофеева, М.С. Волкова, Н.М. Шапиро, Т.Ю. Кожевникова, З.А. Назарова, О.В. Соболевская // **Вулканология и сейсмология.** – 2020. – № 5. – С. 26-39. (*Переводная версия:* Senyukov, S.L. A Joint Study of Seismicity and SAR Interferometry Observations for Assessing the Possibility of an Eruption of the Dormant Bolshaya Udina Volcano / S.L. Senyukov, V.O. Mikhailov, I.N. Nuzhdina, E.A. Kiseleva, S.Ya. Droznina, V.A. Timofeeva, M.S. Volkova, N.M.

Shapiro, T.Yu. Kozhevnikova, Z.A. Nazarova, O.V. Sobolevskaya // Journal of Volcanology and Seismology. – 2020. – Vol. 14. – No. 5. – Pp. 305-317.)

6. Тимофеева, В.А. Обработка космических снимков в задачах дистанционного зондирования Земли: применение технологий радарной спутниковой интерферометрии (построение DEM) / В.А. Тимофеева // Аппроксимационные подходы и анализ геофизических данных: тезисы докладов Школы семинара ИФЗ РАН - НТУ «Сириус», 13-18 июля 2020 г. – М.: ИФЗ РАН, 2020. – С. 28.
7. Тимофеева, В.А. Оценка возможной активизации вулкана Большая Удина на основе совместного исследования сейсмичности и данных РСА-интерферометрии / В.А. Тимофеева, С.Л. Сенюков, В.О. Михайлов, И.Н. Нуждина, С.Я. Дроздина, М.С. Волкова, Н.М. Шапиро, Т.Ю. Кожевникова, З.А. Назарова, О.В. Соболевская // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, 28-29 октября 2020 г.: тезисы докладов и программа конференции. – М.: ИФЗ РАН, 2020. – С. 63-64.
8. Михайлов, В.О. Изучение косейсмических и постсейсмических процессов по комплексу наземных и спутниковых данных / В.О. Михайлов, Е.А. Киселева, Е.П. Тимошкина, В.А. Тимофеева, Н.М. Шапиро, В.Б. Смирнов, С.А.Хайретдинов // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: тезисы докладов всероссийской конференции с международным участием. – М., ИТПЗ РАН, 2019. – С. 62-63.
9. Тимофеева, В.А. Исследование сейсмических и вулканических процессов в районе Курило-Камчатской зоны субдукции на основе спутниковых данных / В.А. Тимофеева, В.О. Михайлов, Е.А. Киселева // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН: тезисы докладов и программа Конференции. – М.: ИФЗ РАН, 2019. – С. 79.
10. Киселева, Е.А. Некоторые результаты изучения вулканических и сейсмических процессов на Камчатке методами радарной спутниковой интерферометрии / Е.А. Киселева, В.О. Михайлов, В.А. Тимофеева, П.Н. Дмитриев // Материалы 17-й Всероссийской открытой конференции

«Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса».  
– М., 2019. – С. 93.

Результаты представлены на 14 научных конференциях, в том числе международных (всего 17 докладов, 12 из которых представлены лично автором диссертационной работы):

1. НОШ «Космос» на «Ломоносовских чтениях», секция «Фундаментальные и прикладные исследования космоса», МГУ, Россия, 20-22 апреля 2022: Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П., Тимофеева В.А., Волкова М.С., Дмитриев П.Н., Хайретдинов С.А. «Изучение геодинамических процессов на основе комплексной интерпретации спутниковых и наземных данных» (устный).
2. Девятнадцатая международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)», ИКИ РАН, Москва, Россия, 15-19 ноября 2021: Михайлов В.О., Тимофеева В.А., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М. «Новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. на основе данных РСА-интерферометрии» (стендовый).
3. II Всероссийская научная конференция с международным участием «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений», Москва, Россия, 29-30 сентября 2021: Михайлов В.О., Тимофеева В.А., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М. «Моделирование поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. с использованием данных РСА-интерферометрии» (устный).
4. FRINGE 2021, Online, Нидерланды, 31 мая - 4 июня 2021: Mikhailov Valentin, Volkova Maria, Timofeeva Vera, Shapiro Nikolay, Timoshkina Elena, Senyukov Sergey, Dmitriev Pavel, Babayants Igor «SAR Monitoring of Seismic and Volcanic Events in the Kamchatka Peninsula» (стендовый).

5. Образовательный модуль «Аппроксимационные подходы в задачах геоинформатики и анализа геофизических данных», Федеральная территория "Сириус", Россия, 4-17 мая 2021: Тимофеева В.А. «Спутниковая геодинамика и технологии РСА-интерферометрии» (устный).
6. Выставка "Космос и наука о Земле" в Министерстве науки и высшего образования РФ, посвященная 60-летию первого полета человека в космос, Министерство науки и высшего образования РФ, Россия, 12-14 апреля 2021: Тимофеева В.А. «Изучение вулканических событий Камчатки методами спутниковой интерферометрии» (устный); Тимофеева В.А. «Изучение сейсмических событий Камчатки методами спутниковой интерферометрии» (устный); Тимофеева В.А. «Спутниковая геодинамика и технологии РСА-интерферометрии» (устный).
7. Joint PI Meeting of JAXA Earth Observation Missions FY2020, Япония, 18-22 января 2021: Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Тимофеева В.А. «Investigation of tectonic processes in Kamchatka using SAR interferometry» (устный).
8. Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН - 2020, ИФЗ РАН, Россия, 28-29 октября 2020: Тимофеева В.А., Сенюков С.Л., Михайлов В.О., Нуждина И.Н., Дроздина С.Я., Волкова М.С., Шапиро Н.М., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. «Оценка возможной активизации вулкана Большая Удина на основе совместного исследования сейсмичности и данных РСА-интерферометрии» (устный, получен диплом Лауреата конференции).
9. Школа-семинар «Аппроксимационные подходы и анализ геофизических данных», Москва, Россия (онлайн), Россия, 13-18 июля 2020: Тимофеева В.А. «Обработка космических снимков в задачах дистанционного зондирования Земли: применение технологий радарной спутниковой интерферометрии (построение DEM)» (устный); Тимофеева В.А. «Применение современных спутниковых технологий в геодинимике (GRACE, GOCE, InSAR и др.)» (устный).

10. Всероссийская научная конференция с международным участием «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений», 27-28 ноября 2019 года, ИТПЗ РАН, Москва, Россия, 27-28 ноября 2019: Михайлов В.О., Киселева Е.А., Тимошкина Е.П., Тимофеева В.А., Шапиро Н.М., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А. «Изучение косейсмических и постсейсмических процессов по комплексу наземных и спутниковых данных» (устный).
11. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва, Россия, 11-15 ноября 2019: Киселева Е.А., Михайлов В.О., Тимофеева В.А., Дмитриев П.Н. «Некоторые результаты изучения вулканических и сейсмических процессов на Камчатке методами радарной спутниковой интерферометрии» (стендовый).
12. Workshop “Geodynamics, earthquakes, and volcanism in subduction zones” Petropavlovsk-Kamchatka, 8-14 September 2019: Kiseleva E., Timofeeva V., Mikhailov V. «Registration of tectonic deformations in the Kuril-Kamchatka area using SAR interferometry: Methods, problems and results» (устный).
13. Научная конференция молодых учёных и аспирантов ИФЗ РАН - 2019, ИФЗ имени О.Ю. Шмидта РАН, Россия, 22-23 апреля 2019: Тимофеева В.А., Михайлов В.О., Киселева Е.А. «Исследование сейсмических и вулканических процессов в районе Курило-Камчатской зоны субдукции на основе спутниковых данных» (устный, получен диплом Лауреата конференции).
14. VI Международная научно-практическая конференция "Индикация состояния окружающей среды: теория, практика, образование", Московский педагогический государственный университет, Россия, 29 ноября - 1 декабря 2018: Тимофеева В.А., Киселева Е.А. «Применение современных спутниковых технологий в геодинимике (GRACE, GOCE, InSAR и др.)» (устный).

**Структура и объем работы.** Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка

литературы. В диссертации 121 страница текста, 28 рисунков, 6 таблиц. Список литературы включает 104 наименования.

**Благодарности.** Автор диссертационной работы выражает благодарность научному руководителю – чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н., профессору Валентину Олеговичу Михайлову, а также коллегам из ИФЗ РАН, ИТПЗ РАН, КФ ФИЦ ЕГС РАН и ГЦ РАН за важные дискуссии, советы и предоставленные материалы. Также автор благодарен Европейскому космическому агентству (ESA) за возможность использования снимков со спутника Sentinel-1A/B и открытого программного пакета SNAP со встроенным плагином развертки фазы SNAPHU, а также Японскому агентству аэрокосмических исследований (JAXA) за снимки со спутников ALOS-1/2, подставленные в рамках научного проекта ER2A2N075.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-35-90092 «Исследование сейсмических и вулканических процессов на основе комплексной геодинамической интерпретации спутниковых и наземных данных» (руководитель – В.О. Михайлов), а также гранта Министерства образования и науки Российской Федерации № 14.W03.31.0033 «Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ» (руководитель – Н.М. Шапиро).



# 1 РСА-интерферометрия

## 1.1 Радиолокаторы с синтезированной апертурой: история развития

Радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА) уникален по своим возможностям обработки изображений: он обеспечивает двумерные изображения высокого разрешения, не зависящие от освещенности, облачности и погодных условий. Он предназначен для непрерывного и глобального мониторинга динамических процессов на поверхности Земли. Системы РСА основаны на импульсном радиолокаторе, установленном на платформе с поступательным движением. Радиолокационная система передает электромагнитные импульсы с большой мощностью и последовательно получает эхосигналы обратного рассеяния. Типичные значения частоты повторения импульсов варьируются от нескольких сотен до нескольких тысяч герц для бортовых и космических систем, соответственно. Ширина полосы обзора составляет обычно от нескольких километров до 20 км в воздушной среде и от 30 до 500 км в космосе. Передаваемый импульс взаимодействует с поверхностью Земли, и только часть его отражается на приемную антенну, которая может быть такой же, как передающая антенна (для моностатического радиолокатора) или иной (для би- или многостатического радиолокатора). Амплитуда и фаза обратного рассеянного сигнала зависят от физических (геометрии, шероховатости) и электрических свойств (диэлектрической проницаемости) отражающей поверхности. В зависимости от диапазона частот может происходить значительное проникновение электромагнитных импульсов в среду (например, в растительный покров, лед и снег, сухую почву): чем больше длина волны, используемая радиолокационной системой, тем выше соответствующее проникновение в среду. Наиболее часто используемые частоты в системах РСА и соответствующие им диапазоны длин волн показаны в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Наиболее часто используемые частоты в системах РСА  
и соответствующие им диапазоны длин волн

Диапазон частот	Ка	Ku	X	C	S	L	P
Частота (ГГц)	40–25	17.6–12	12–7.5	7.5–3.75	3.75–2	2–1	0.5–0.25
Длина волны (см)	0.75–1.2	1.7–2.5	2.5–4	4–8	8–15	15–30	60–120

Примеры применения съемок в различных диапазонах: 1) оценка объема листвы, визирование области под ее поверхностью и оценка биомассы в P- и L-диапазонах; 2) мониторинг агрокультур, океана, обледенения в L-, C-, S- и X-диапазонах; 3) мониторинг снежного покрова в X- и Ku-диапазонах; а также 4) мониторинг земной поверхности с очень высоким разрешением в X- и Ka-диапазонах. Самыми используемыми частотными диапазонами являются L, C и X.

Простейшая радиолокационная система обеспечивает двумерную карту отражательной способности области снимка, то есть цели с высоким обратным рассеянием сигнала идентифицируются как яркие пятна в радарных изображениях, а плоские гладкие поверхности – в виде темных областей. Направление пролёта обозначается как азимут, а линия прямой видимости – как направление наклонной дальности.

Первые системы радиолокационного наблюдения размещались на самолётах и по типу обзора поверхности относились к панорамным [21]. Они использовались для обнаружения и сопровождения точечных объектов и целей навигации, при этом характеризовались низким пространственным разрешением по азимуту.

Вплоть до 50-х годов визуализирующие радиолокаторы были обозначены как РБО (радиолокаторы бокового обзора, англ. SLAR – side-looking airborne radar) и не использовали принцип синтезированной апертуры. Это привело к умеренному разрешению вдоль азимута, которое ухудшается по мере увеличения диапазона. Например, система РБО X-диапазона с антенной длиной  $d_a = 3 \text{ м}$  имеет ширину диаграммы азимутальной антенны

$$\Theta_a = \frac{\lambda}{d_a} = \frac{0.03 \text{ м}}{3 \text{ м}} = 0.01 \text{ rad} , \quad (1.1)$$

где  $\lambda$  – длина волны. Разрешение вдоль азимута  $\delta_a$  определяется наименьшим расстоянием между двумя точками, которые могут быть обнаружены радиолокатором. В случае РБО это определяется длиной области освещения азимутальной антенны на поверхности Земли. Предполагая расстояние  $r_0$  от антенны до целевых объектов равным 5 км,

$$\delta_a = \frac{\lambda}{d_a} \cdot r_0 = \Theta_a \cdot r_0 = 0.01 \cdot 5000 \text{ м} = 50 \text{ м}. \quad (1.2)$$

На смену панорамным пришли самолётные РБО. Съёмка осуществлялась антеннами длиной 5-6 м, расположенными вдоль фюзеляжа, при этом пространственное разрешение по азимуту достигало 30-50 м. Материалы такой съёмки использовались для наблюдения ледовой обстановки (например, РБО «Торос» в начале 1970-х гг.), геологической разведки и в различных научных исследованиях.

Первые космические РБО использовались для целей морской разведки (например, 28 космических аппаратов УС-АМ, 1971-1988 гг.). В 1983 году, с запуском космического аппарата «Космос-1500» в ходе реализации программы «Океан», удалось расширить функции космических РБО для исследования морских льдов и Мирового океана. Было запущено семь космических аппаратов с РБО, последний аппарат прекратил функционировать в 2000 году.

Низкое разрешение по азимуту было основным недостатком системы РБО. С изобретением Карла Вили в 1951 году (патентная заявка в 1954 году [103]) это ограничение было преодолено за счет использования когерентного радиолокатора и принципа доплеровского луча [104], что привело к улучшению разрешения по азимуту. В последующие годы эта концепция была распространена на принцип синтезированной апертуры [45]. Полученное разрешение по азимуту стало равным половине длины азимутальной антенны ( $\delta_a = d_a/2$ ), оно не зависит от дальности расстояния. Это означает, что разрешение по азимуту в предыдущем примере равно 1,5 м, то есть более чем в 30 раз лучше, чем разрешение системы РБО. Для космической системы РСА с такой же длиной азимутальной антенны разрешение вдоль азимута будет таким же (т.е. 1,5 м). Изобретение принципа РСА

стало важным этапом для развития бортовых и космических радиолокационных систем в последующие десятилетия.

Открытие и начальные разработки систем РСА в 50-60-е годы были преимущественно военными и использовались для разведки и обнаружения целевых объектов. Однако изображения РСА содержат гораздо больше информации, нежели просто двухмерную карту отражательной способности. Поэтому в 70-х и 80-х годах для гражданских применений были разработаны несколько бортовых систем с целью получения гео- и биофизических параметров с поверхности Земли. С самого начала бортовые системы РСА всегда были на шаг впереди в технологическом развитии, позволяя демонстрировать новые технологии и приложения, впоследствии реализованные в космических миссиях РСА.

Запуск Seasat – первого гражданского РСА-спутника в 1978 году, а также развитие цифровых технологий способствовали развитию технологии РСА. Запуск спутников ERS-1/2 (С-диапазон), JERS-1 (L-диапазон) и Radarsat-1 (С-диапазон) в 90-е годы стал дополнительным этапом развития космического РСА в Европе, Японии и Канаде соответственно. Методы РСА, такие как поляриметрия для улучшения восстановления параметров, интерферометрия для получения топографии поверхности и дифференциальная интерферометрия для измерения смещений поверхности Земли были разработаны в 80-х и 90-х годах [65, 71, 89]. Области применения этих методов были расширены челночными миссиями SIRC / X-SAR (миссия космического аппарата (КА) «Шаттл» с радиолокаторами X-, С- и L-диапазона, причем последние две были полностью поляриметрическими) в 1994 году и миссией радиолокационной топографии КА «Шаттл» (SRTM) в X-диапазоне и С-диапазоне в 2000 году. Еще один виток в развитии РСА был связан с дифференциальной РСА-интерферометрией с постоянными отражателями для мониторинга оседания земной поверхности [53] – методом, который разработан с использованием данных ERS-1/2 и далее ENVISAT/ASAR (С-диапазон). За последние десятилетия был достигнут значительный прогресс в области

поляриметрической РСА-интерферометрии (Pol-InSAR) [80] и томографии для получения информации об объемных рассеивателях [87].

С запуском тандемной пары РСА-спутников TerraSAR-X и TanDEM-X (X-диапазон), спутниковой группировки COSMO-SkyMed (X-диапазон), а также Radarsat-2 (С-диапазон), был введен новый класс РСА-спутников, обеспечивающих разрешение изображений в метровом режиме.

Тенденция развития этих систем показывает необходимость в увеличении информационного содержания в изображениях РСА, которые могут быть достигнуты многоканальной работой (поляриметрия, съемка в различных частотах), улучшенным диапазоном и разрешением по азимуту, временными рядами (частое повторение одной и той же области), а также разностью углов наблюдения (интерферометрия и томография). Эти пользовательские требования подталкивают разработку новых технологий, например, цифровое формирование луча, ММО (множественные входы, множественные выходы, англ. Multiple Input Multiple Output) – метод пространственного кодирования сигнала, позволяющий увеличить полосу пропускания канала, при котором для передачи данных используются две и более антенны и такое же количество антенн для приёма, би- и многостатические антенны с большим отражателем, которые формируют будущее космических РСА-систем с конечной целью обеспечить широкополосный мониторинг динамических процессов на поверхности Земли с высоким разрешением квазинепрерывным способом. К настоящему времени было запущено более 60 КА, оснащенных РСА. В таблице 1.2 представлен обзор основных спутниковых миссий с датчиками РСА.

Таблица 1.2 – Основные спутниковые миссии, оборудованные датчиками РСА

Спутниковая миссия / датчик	Страна	Эксплуатация	Диапазон длин волн
Seasat	США	Июнь – октябрь 1978	L
Shuttle Columbia/ SIR-A	США	Ноябрь 1981	L
Shuttle Challenger/ SIR-B	США	Октябрь 1984	L

Спутниковая миссия / датчик	Страна	Эксплуатация	Диапазон длин волн
Космос-1870/ Меч-К	СССР	Июль 1987– июль 1989	S
Алмаз-1/ Меч-КУ	СССР	Март 1991 – сентябрь 1992	S
ERS-1,-2	ЕС	Июль 1991 – март 2000, Апрель 1995 – июль 2011	C
JERS	Япония	Февраль 1992 – октябрь 1998	L
Shuttle Endeavour/ SIR-C/X-SAR	США	9-20 апреля и 30 сентября – 11 октября 1994	C, L/X
RADARSAT-1	Канада	Ноябрь 1995 – май 2013	C
Shuttle Endeavour/ X-RADAR, C-RADAR (SRTM)	США	11-22 февраля 2000	X/C
ENVISAT/ASAR	ЕС	Март 2002 – май 2012	C
ALOS 1 /PALSAR	Япония	Январь 2006 – май 2011	L
Yaogan 1, 3, 6, 9, 10, 13, 18, 23, 29	Китай	Апрель 2006, Ноябрь 2007, Апрель 2009, Март 2010, Август 2010, Ноябрь 2011, Октябрь 2013, Ноябрь 2014, Ноябрь 2015 – наст. вр.	X
SARLupe	Германия	Январь 2007 – наст. вр.	X
COSMO-SkyMed-1-4/ SAR-2000	Италия	Июнь 2007, декабрь 2007, октябрь 2008, ноябрь 2010 – наст. вр.	X
TerraSAR-X, TanDEM-X	Германия	Июнь 2007, июнь 2010 – наст. вр.	X
Radarsat-2	Канада	Декабрь 2007 – наст. вр.	C
ТесSAR	Израиль	Январь 2008 – наст. вр.	X
Метеор М 1/2	Россия	Сентябрь 2009 / Июль 2014 – наст. вр.	X
RISAT-1	Индия	Апрель 2012 – наст. вр.	C
HJ-1C	CRESDA /CAST /NRSCC, Китай	Ноябрь 2012 – 2022 (повреждена антенна PCA)	S
KOMPSAT-5/COSI	Республика Корея	Август 2013 – наст. вр.	X

Спутниковая миссия / датчик	Страна	Эксплуатация	Диапазон длин волн
Sentinel-1A,  Sentinel-1B	ЕС	Апрель 2014 – наст. вр. (в 2021-2022 наблюдаются регулярные аномалии РСА, съемка приостанавливается), апрель 2016 – наст. вр. (в декабре 2021 поврежден блок спутниковой системы питания, съемка приостановлена)	С
Кондор	Россия	Июль 2013 – 2014	S
ALOS-2/PALSAR-2	Япония	Май 2014 – наст. вр.	L
Кондор-Э	Россия	Декабрь 2014 – апрель 2015	X, S, C, L
Gaofen-3 / 3-02	Китай	Август 2016, Ноябрь 2021 – наст. вр.	С
PAZ	CDTI, Испания	Февраль 2018 – наст. вр.	X
NovaSAR-S 1	Великобритания	Сентябрь 2018 – наст. вр.	S
SAOCOM-1A	Аргентина	Октябрь 2018 – наст. вр.	L
Radarsat Constellation Mission	Канада	12 июня 2019 – наст. вр.	С
COSMO-SkyMed 2nd Generation	Италия	18 декабря 2019 – наст. вр.	X
SAOCOM-1B	Аргентина	Август 2020 – наст. вр.	L
ICEYE-1	ЕС	Январь 2018 – наст. вр.	X
Capella	США	Декабрь 2018 – наст. вр.	X
RISAT-2B, -2BR1	Индия	Май 2019, Декабрь 2019 – наст. вр.	X
Harbinger (ICEYE X3)	США	Май 2019 – наст. вр.	X

В ближайшие годы также запланированы к запуску следующие спутники:

- ⇒ LuTan-1 (тандемная пара) с РСА L-диапазона (Китай, 2022 г.),
- ⇒ Кондор-ФКА с РСА S-диапазона (Россия, 2 спутника – 2022 и 2023 гг.),
- ⇒ Kompsat-6 с РСА X-диапазона (Республика Корея, 2022 г.),
- ⇒ BIOMASS с РСА P-диапазона (ЕС, 2023 г.),

- ⇒ Обзор-Р с РСА X-диапазона (Россия, в 2023 г.),
- ⇒ NISAR с РСА S- и L-диапазонов (США, Индия, 2023 г.),
- ⇒ Tandem-L с РСА L-диапазона (Германия, 2024 г.),
- ⇒ Кондор-ФКА-М с РСА S-диапазона (Россия, 2025 г.).

В России РСА-интерферометрия периодически используется для оценки полей смещений земной поверхности и объектов инфраструктуры в практике работ добывающих организаций, а также при оценке рисков природных и техногенных катастроф. Ряд подобных исследований осуществляется с привлечением зарубежных коммерческих фирм [17].

Также следует отметить, что радиолокационная съёмка используется не только для исследования поверхности Земли, но и для изучения и картографирования других небесных тел, имеющих плотную атмосферу (например, Венера, Титан), которая ограничивает возможность применения систем оптического диапазона.

Съёмка Венеры осуществлялась космическими аппаратами Pioneer Venus Orbiter (США, 1978-1992 гг.), Венера-15, -16 (СССР, 1983-85 гг.), Magellan (США, 1989-1994 гг.). По результатам съёмки советских аппаратов в 1989 г. был издан Атлас поверхности Венеры, включающий гипсометрические, геоморфологические и другие карты.

По итогам съёмки миссии Cassini–Huygens (США, ЕС и Италия, 1997-2017) на поверхности Титана были выявлены углеводородные озёра. Для него также был составлен ряд карт: высоты поверхности, тектоническая, геоморфологическая.

## **1.2 Применение РСА-интерферометрии для определения смещений земной поверхности**

РСА-интерферометрия является мощным и хорошо зарекомендовавшим себя методом дистанционного зондирования, который позволяет с высокой



точностью измерять важные геофизические параметры, такие как топография поверхности, деформация земной поверхности и строений, а также движения ледников. Ключевой идеей РСА-интерферометрии является сравнение для заданной местности фазы двух или более радиолокационных изображений, которые были получены из нескольких разных позиций или в разное время. Так как фаза каждого пикселя РСА-изображения содержит информацию о диапазоне, точную до малой доли длины волны радиолокатора, можно обнаружить и измерить довольно малые разности длин пути с сантиметровой или даже миллиметровой точностью. Эта выдающаяся точность не зависит от расстояния между датчиком и местностью. Однако недостатком и фундаментальной проблемой РСА-интерферометрии является то, что измеренная разность диапазонов неоднозначна относительно целого числа длин волны. Эта неоднозначность обычно разрешается с использованием некоторой дополнительной информации вместе с соответствующими предположениями регулярности фазового поля (процесса, известного как разворачивание фазы [56]).

РСА представляет собой радиолокатор, установленный на движущейся платформе. Подобно обычным радиолокаторам, электромагнитные волны последовательно передаются, а отраженные рассеянные эхо-сигналы собираются радиолокационной антенной. В случае РСА последовательное время передачи / приема транслируется в разные места из-за движения платформы. Соответствующая когерентная комбинация принятых сигналов позволяет построить виртуальную апертуру, которая намного больше физической длины антенны. Этот базовый атрибут РСА является источником его названия «синтезированная апертура» (апертура – излучающая или принимающая излучение поверхность сложных антенн), что дает ему свойство быть радиолокатором визуализации. В случае РСА радарное изображение возникает в результате обработки «сырых» данных (то есть после формирования синтезированной апертуры) и представляет собой меру отражательной способности земной поверхности [44, 79].

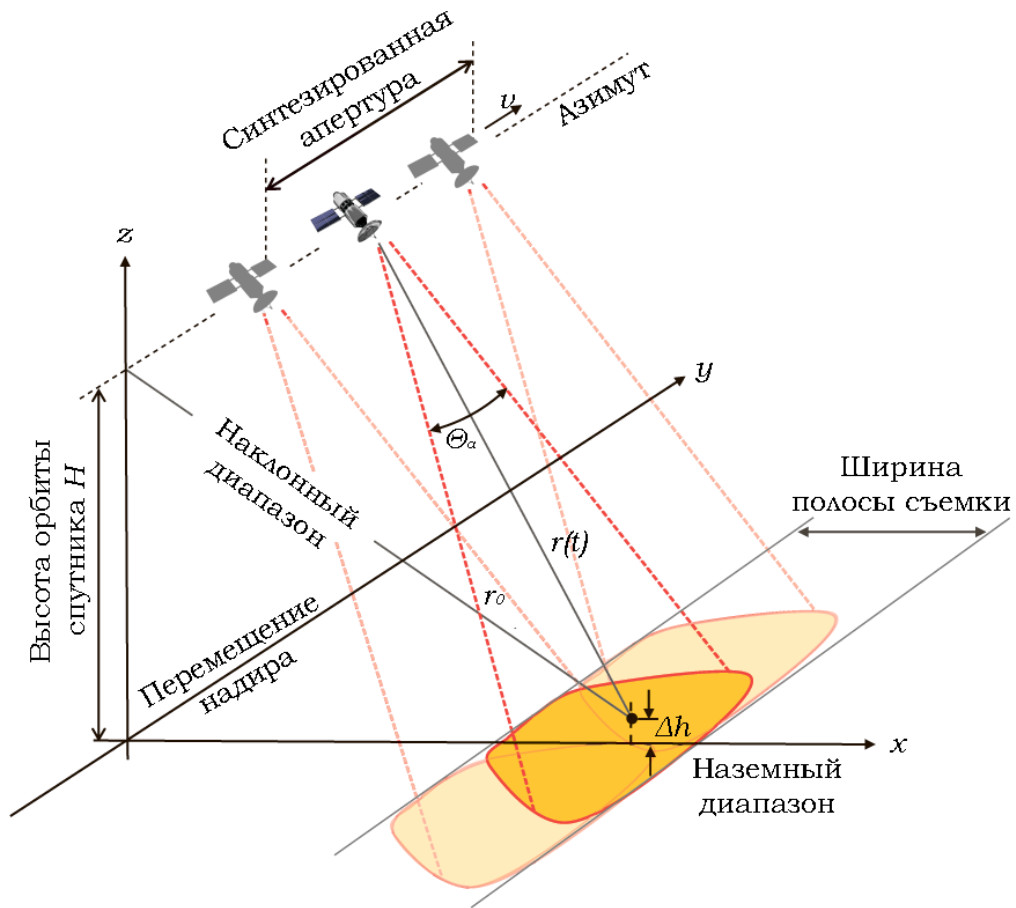


Рисунок 1.1 – Иллюстрация геометрии РСА-визуализации [75]

Радиолокаторы визуализации требуют двумерного разрешения. Разрешение наклонного диапазона  $\delta_r$  обратно пропорционально полосе пропускания  $B_r$  системы согласно  $\delta_r = c_0/2B_r$ , где  $c_0$  – скорость света. Разрешение вдоль азимута  $\delta_a$  обеспечивается конструкцией синтезированной апертуры, которая является длиной пути, в течение которого радиолокатор принимает сигналы эха от точечной цели. Ширина луча антенны длины  $d_a$  может быть аппроксимирована  $\Theta_a = \lambda/d_a$ . Из рисунка 1.1 видно, что соответствующая длина синтезированной апертуры задается через  $L_{sa} = \Theta_a \cdot r_0 = \lambda r_0/d_a$  (обозначения см. на рисунке 1.1). Длинная синтезированная апертура выгодна, так как она приводит к узкой виртуальной ширине пучка  $\Theta_{sa} = \lambda/2L_{sa}$  (коэффициент 2 также появляется из-за двухстороннего пути от передачи к приему) и высокому разрешению по азимуту:

$$\delta_a = r_0 \Theta_{sa} = r_0 \frac{\lambda}{2L_{sa}} = \frac{d_a}{2}. \quad (1.3)$$

Полученные данные эхо-сигнала образуют двумерную матрицу данных комплексных выборок, где каждый комплексный образец задается его реальной и мнимой частью, представляя, таким образом, амплитудное и фазовое значение. РСА-изображение чаще всего отображается с точки зрения значений интенсивности, так что каждый пиксель изображения указывает на отражательную способность соответствующей точки на земле.

Спутниковые РСА-снимки используются для построения цифровых моделей рельефа (ЦМР, или DEM), оценки смещений земной поверхности и техногенных объектов. Первые смещения дневной поверхности были зафиксированы по парным интерферограммам, которые строятся с использованием двух радиолокационных снимков, полученных с локально параллельных орбит. Высокая чувствительность РСА-прибора для измерения расстояния вдоль линии визирования (LOS) используется для обнаружения перемещений поверхности Земли в масштабе длины волны.

В последние годы довольно много исследований направлено на идентификацию устойчивых отражателей на природных объектах, имеющих плохую отражательную способность. ИФЗ РАН (лаборатория 502) также вносит заметный вклад в разработку таких методов в России, результаты регулярно докладываются на крупных международных научных конференциях и симпозиумах в области дистанционного зондирования Земли. В ИФЗ РАН более 15 лет ведутся работы по решению различных геодинамических задач с применением радарной спутниковой интерферометрии, разрабатываются математические методы и программное обеспечение. В частности, изучаются косейсмические и постсейсмические процессы, выполняется мониторинг активности оползневых склонов, оцениваются просадки на городских территориях и в областях разработки нефтяных месторождений ([17, 20]), ведутся исследования вулканических и сейсмических процессов в Курило-Камчатской зоне субдукции (грант Министерства образования и науки Российской Федерации № 14.W03.31.0033 «Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ»), грант

РФФИ № 19-35-90092 «Исследование сейсмических и вулканических процессов на основе комплексной геодинамической интерпретации спутниковых и наземных данных»), а также процессов, связанных с наведенной сейсмичностью (например, в районе индийских водохранилищ Койна и Варна [26, 37]).

Для целей данной диссертационной работы получения оценок полей смещений земной поверхности вследствие сейсмической активности на полуострове Камчатка и Командорских островах применение РСА-интерферометрии представляет широкие возможности. Интерферометрическая спутниковая съемка Камчатки регулярно осуществляется несколькими спутниковыми миссиями, в том числе спутниками Европейского космического агентства (ESA) Sentinel-1A и B (последний до декабря 2021 г), а также спутниками Японского агентства аэрокосмических исследований (JAXA) Advanced Land Observing Satellite-2 (ALOS-2, также называемые Daichi-2). Спутники миссии Sentinel-1A/B движутся по околополярной ( $98.18^\circ$ ) солнечно-синхронной орбите на высоте 693 км, с периодом обращения вокруг Земли 98,6 мин (175 оборотов за цикл). Они выполняют съемку с использованием РСА 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 выполняют с интервалом в 12 дней. Спутники ALOS-2 также движутся по околополярной ( $97.9^\circ$ ) солнечно-синхронной орбите, на высоте 628 км и оборудованы РСА PALSAR-2 (Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar), который способен снимать вне зависимости от погодных условий и при любой освещенности в L-диапазоне с длиной волны  $\lambda=22.9$  см (рабочая частота 1.27 ГГц) и пространственным разрешением от 60 до 100 м, период повторной съемки 14 дней ( $15\frac{3}{14}$  циклов в день). Снимки спутниковой миссии ESA Sentinel-1A/B размещаются в открытом доступе в центре данных Copernicus (<https://scihub.copernicus.eu/>), а снимки миссии JAXA ALOS-2 – на сайте JAXA (<http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/>) и для

описываемых в данной работе исследований были предоставлены ИФЗ РАН в рамках научного проекта ER2A2N075.

Съемка в среднем С-диапазоне (спутники Sentinel-1) и особенно в длинноволновом L-диапазоне (спутники ALOS-2) является эффективным инструментом для природных ландшафтов с большим количеством растительности, горным рельефом или рыхлым снежным покровом. Однако при благоприятных условиях съемки точность вычисленных деформаций по снимкам радиолокаторами меньшей длины волны (С-диапазон) может оказаться выше. Поэтому сравнение результатов, полученных по снимкам с различной длиной волны, позволяет оценить надежность получаемых результатов.

При обработке РСА-снимков используются как коммерческие, так и свободно распространяемые пакеты программ. Независимо от используемого программного обеспечения, интерферометрическая обработка РСА-снимков требует достаточно высокой квалификации и опыта. Для корректной интерпретации результатов необходимо привлекать информацию об изучаемом объекте и возможных причинах смещений. Спутниковая интерферометрия существенно сокращает расходы на проведение мониторинга, особенно в труднодоступных районах. Комплексование с данными наземных наблюдений позволяет повысить надежность получаемых результатов [15].

Современные РСА-системы могут работать в разных режимах визуализации путем управления диаграммой направленности антенны. Для плоской антенны это делается путем деления антенны на субапертуры и управления фазой и амплитудой каждой субапертуры через модули передачи/приема. Обычно используется несколько сотен модулей, причем их настройки контролируются программным обеспечением. Базовый режим работы – маршрутный (Stripmap): шаблон фиксирован на отображение одной сплошной полосы. Если требуется более широкий проход, система может работать в широкозахватном режиме ScanSAR. Здесь диаграмма направленности антенны последовательно управляется под разными углами возвышения, соответствующими множеству подкадров. Каждая съемка подсвечивается несколькими импульсами, но на более короткое

время, чем в случае с маршрутным режимом. После соответствующей обработки это дает широкополосное РСА-изображение, однако разрешение по азимуту ухудшается по сравнению с режимом Stripmap. Если требуется более высокое разрешение по азимуту, используется прожекторный режим Spotlight. Длительное время освещения приводит к увеличению длины синтезированной апертуры и, следовательно, к лучшему разрешению. Однако режим Spotlight не отображает непрерывную полосу, а скорее отдельные участки вдоль траектории пролета радиолокатора. Существуют другие режимы визуализации, такие как TOPS или волновой режим, каждый из которых улучшает определенные параметры производительности, но за счет других.

Радиолокационные изображения для РСА-интерферометрии обычно получают либо со смежных орбит (траекторий) полета, либо с одной и той же орбиты полета, но в разное время. Первый способ известен как межсетевая интерферометрия и делает возможным, помимо ряда других применений, точное измерение топографии поверхности. Вторым известен как парная или дифференциальная интерферометрия (DInSAR). Изменяя временную базовую линию можно точно измерить скорости от нескольких метров в секунду до нескольких миллиметров в год. Важными приложениями, охватывающими весь диапазон возможных временных масштабов, являются обнаружение движущихся объектов, таких как автомобили или корабли, наблюдение течений на поверхности океана, измерение дрейфа морских льдов или ледников, изучение сейсмических деформаций и вулканической активности, а также мониторинг проседания земной поверхности.

Дифференциальная интерферометрия – это широко используемый термин, обозначающий получение интерферограмм, из которых удален топографический вклад. Однако иногда этот термин может вводить в заблуждение, потому что интерферометрия изначально является дифференциальным методом, а, с другой стороны, процесс выделения фазы необходимого сигнала может быть развит также в других направлениях, например, вычитание ожидаемого геофизического вклада вследствие моделирования землетрясений или вулканической активности.

Подробное описание метода приводится, например, в [52]. Перечислим основные моменты.

Отбор подходящих для использования РСА-изображений является первым шагом, который необходимо выполнить для любой интерферометрической обработки. Это ключевой шаг, поскольку критерии, установленные для выбора изображений, сильно влияют на качество конечных результатов. Эти критерии зависят от конкретной цели – создание ЦМР, определение смещений на земной поверхности или другие приложения РСА-интерферометрии. К основным критериям относятся:

- ✓ угол обзора (восходящая и нисходящая орбиты);
- ✓ геометрическая (пространственная) базовая линия;
- ✓ временная базовая линия;
- ✓ время съемки;
- ✓ согласованность снимков (когерентность);
- ✓ метеорологические условия.

Сначала предположим, что имеется только один преобладающий точечный отражатель в каждой ячейке наземного разрешения, который не меняется во времени. Эти точечные отражатели наблюдаются двумя РСА под немного разными углами обзора. В этом случае интерферометрическая фаза каждого пикселя изображения РСА будет зависеть только от разности путей прохождения от каждого из двух РСА до рассматриваемой ячейки разрешения. Любой возможный фазовый вклад, вносимый точечными отражателями, не влияет на интерферометрическую фазу, поскольку он компенсируется разностью.

Как только наземная опорная точка определена, изменение разности путей перемещения  $\Delta r$  может быть выражено простым выражением, полученным как аппроксимация, справедливая для малых базовых линий и относительно недалеко размещенных друг от друга ячеек разрешения, и зависящим от нескольких геометрических параметров (рисунок 1.2), а именно перпендикулярной базовой линии  $B_n$ , расстояния от радиолокатора до отражателя  $R$ , смещения между ячейками разрешения по перпендикуляру к наклонной дальности  $q_s$ :

$$\Delta r = -2 \frac{B_n q_s}{R}. \quad (1.4)$$

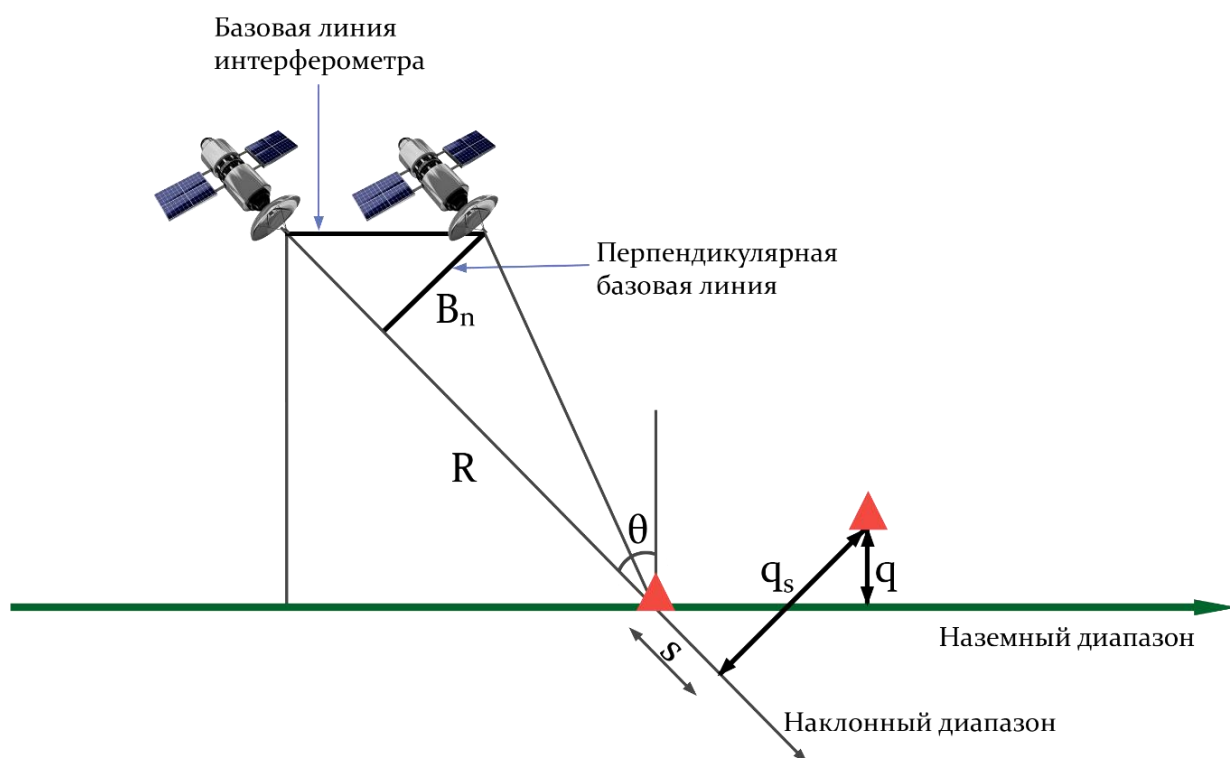


Рисунок 1.2 – Геометрические параметры спутниковой интерферометрической системы РСА

В этом случае интерферометрическое изменение фазы  $\Delta\phi$  пропорционально  $\Delta r$ , деленному на длину волны РСА-датчика  $\lambda$ :

$$\Delta\phi = \frac{2\pi\Delta r}{\lambda} = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q_s}{R}. \quad (1.5)$$

Интерферометрическое изменение фазы можно разделить на две составляющие:

- 1) изменение фазы пропорционально разнице высот  $q$  между точечными целями относительно горизонтальной базовой плоскости;
- 2) изменение фазы пропорционально смещению вдоль наклонной дальности точечных целей  $s$ .

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin\theta} - \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n s}{R \tan\theta}, \quad (1.6)$$

где  $\theta$  – угол падения луча относительно опорной точки.



Далее предполагаем, что некоторые из точечных отражателей на земле немного меняют свое взаимное положение в интервале времени между двумя наблюдениями РСА (как, например, в случае оседания грунта, оползня, землетрясения). В таких случаях в интерферометрической фазе появляется следующий аддитивный фазовый член, не зависящий от базовой линии:

$$\Delta\phi_d = \frac{4\pi}{\lambda} d, \quad (1.7)$$

где  $d$  — относительное смещение отражателя, спроецированное на направление наклонной дальности.

Таким образом, итоговая интерферометрическая фаза в общем случае содержит как вклад топографии (высоты), так и вклад смещения:

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda} d. \quad (1.8)$$

В целом, для отбора РСА-изображений можно следовать следующим рекомендациям:

- ✓ определиться с выбором изображений либо с восходящей, либо с нисходящей орбиты, в зависимости от того, какие из них позволят получить нужный угол обзора в интересующей области;
- ✓ выбрать пары изображений с наименьшей перпендикулярной базовой линией в требуемом временном промежутке. Чем меньше базовая линия, тем меньше вклад топографии в интерферометрическую фазу. Как следствие, уменьшается влияние ошибок в задании ЦМР. Более того, чем меньше базовая линия, тем выше ожидаемая когерентность снимков;
- ✓ проверить возможность использования трех изображений – тандемной пары (для генерации ЦМР) и третьего изображения, полученного через желаемый интервал времени, с малой перпендикулярной базовой линией по отношению либо к первому, либо ко второму изображению выбранной тандемной пары (для построения второй интерферометрической пары).

Для генерации дифференциальной интерферограммы отбираются два РСА-изображения (ведущий и ведомый снимки), снятые в режиме Single Look Complex

(SLC). Эти изображения должны иметь подходящую базовую линию в соответствии с определенными выше критериями выбора изображения.

При исследовании сейсмических и вулканических событий на полуострове Камчатка и Командорских островах мы, в частности для представленных в данной работе сейсмических событий, отбирались все доступные для изучаемой области снимки со спутника С-диапазона Sentinel-1A/B, охватывающие событие по времени, и строим по ним парные интерферограммы. Преимущество отдается летним снимкам (для минимизации влияния снежного покрова на качество снимка) с малой пространственной и временной базовой линией. Также, при наличии возможности, брались снимки со спутника L-диапазона ALOS-1/2 для верификации результатов, полученных по снимкам Sentinel-1A/B. Следует отметить, что съемка Камчатки спутниками ALOS-1/2 ведется существенно реже по сравнению со спутниками Sentinel-1A/B (на каждую область доступно всего 1-2 снимка в год против съемки с периодичностью в 12 дней для Sentinel-1A/B). При этом снимки ALOS-1/2 значительно менее чувствительны к атмосферным помехам, что показывает возможность использования с определенной осторожностью «зимних» снимков ALOS-1/2 для Камчатки.

Далее рассмотрим алгоритм создания интерферограмм с полным разрешением и карт когерентности [74] (блок-схема на рисунке 1.3).

Предполагается, что доступна ЦМР исследуемой области. Во-первых, она используется для оценки и компенсации топографии в итоговой дифференциальной интерферограмме, пригодной для мониторинга и обнаружения смещений. А, во-вторых, ЦМР используется для обеспечения наилучшего устранения базовой декорреляции. В приведенных в данной работе исследованиях чаще всего используется модель SRTM 1 sec.

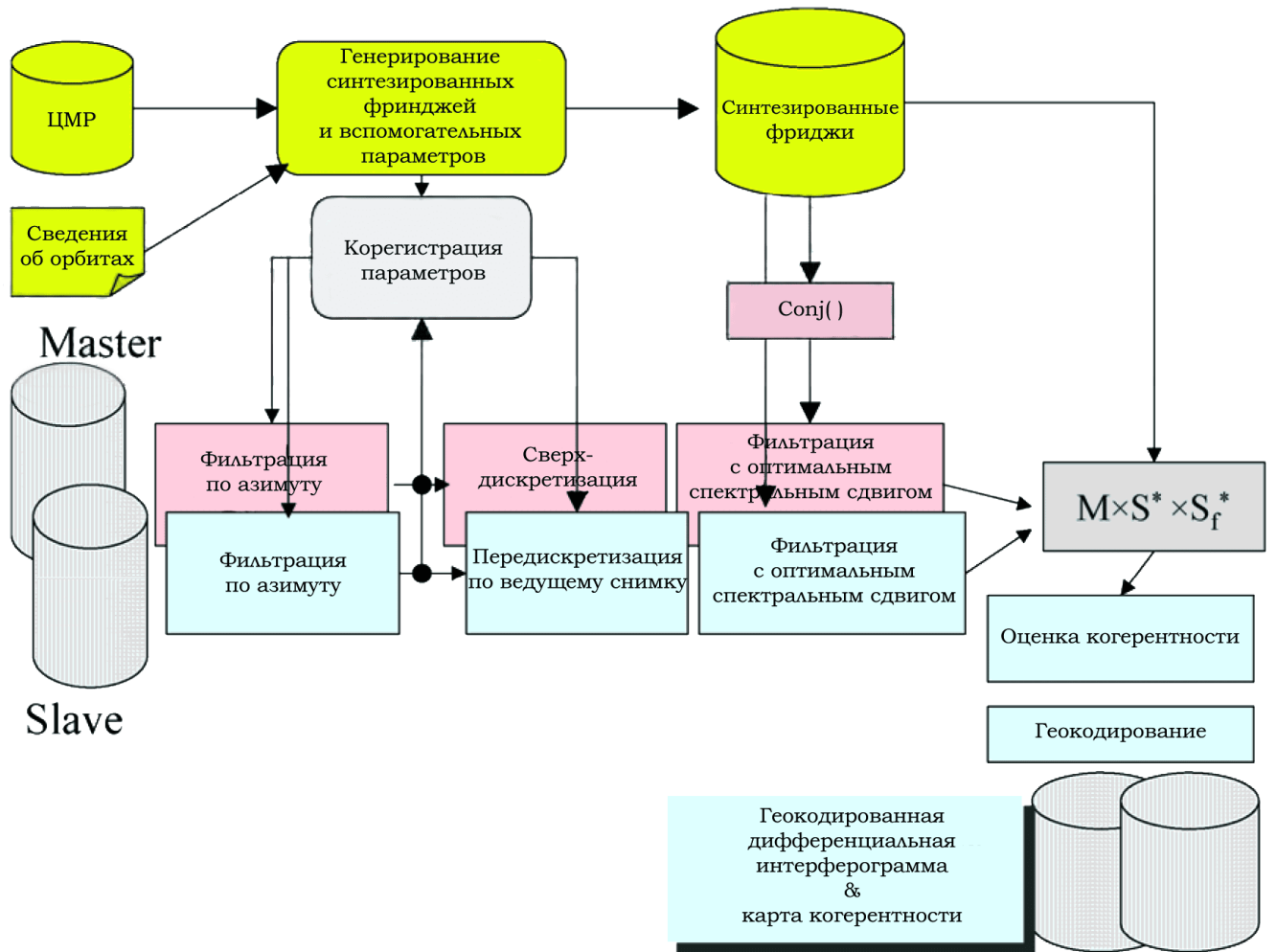


Рисунок 1.3 – Блок-схема алгоритма создания интерферограмм [52]

Далее на основе данных о точных орбитах датчика [91], информации о времени и топографии местности (например, из ЦМР) генерируется синтезированная интерферограмма (рисунок 1.4). Если имеется точная ЦМР, полученная с разрешением РСА, впоследствии будет возможно полное удаление составляющей рельефа. Однако использование ЦМР низкого разрешения с глобальным охватом (таких как GTOPO30 [59] или ACE [41]) может оказаться достаточным во многих случаях.

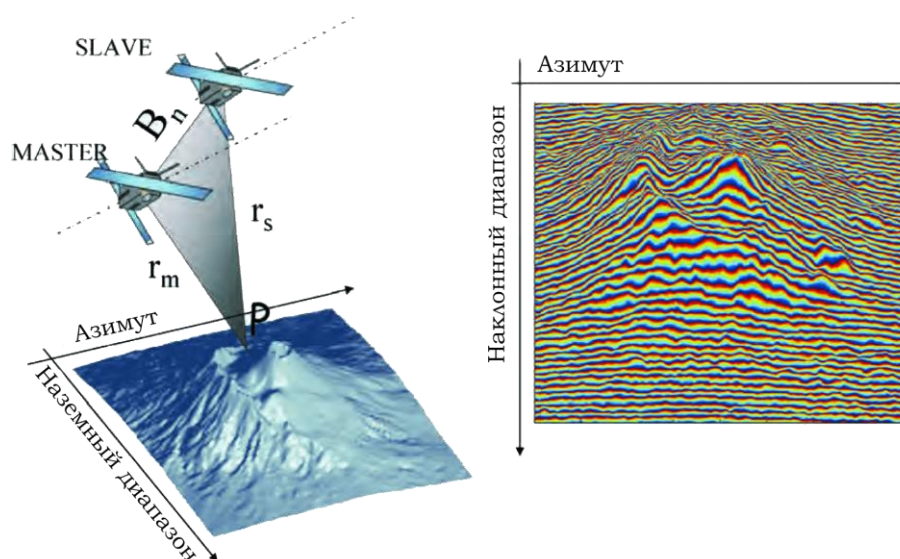


Рисунок 1.4 – Генерирование синтезированной интерферограммы (справа) на основе ЦМР (слева) и сведениях об орбитах РСА и времени съемки на примере вулкана Везувий [52]

Следующий этап – шаг корегистрации (совмещения) снимков – является основополагающим при генерации интерферограммы, поскольку он гарантирует, что каждая наземная точка вносит вклад в один и тот же пиксель (наклонная дальность, азимут) как в ведущем, так и в ведомом изображении.

В данной работе при исследовании областей Камчатки применяется корегистрация снимков на основе информации об орбите РСА и информации из ЦМР. Причем для снимков Sentinel-1A/B корегистрация ведется для каждой полосы и подполосы снимка отдельно. В случае если изучаемая область охватывается несколькими полосами / подполосами, то после генерации интерферограммы их следует объединить.

Теоретически корегистрация должна зависеть от локальной топографии [67]. Однако в большинстве случаев влияние высоты незначительно. Таким образом, карта корегистрации может быть представлена в виде гладкого полинома, который аппроксимирует сдвиг от пикселя к пикселю в предположении, что цели лежат на эллипсоидальной поверхности Земли [39, 76]. В спутниковых РСА скорость и положение датчика настолько стабильны, что деформация «ведущий-

ведомый» всей области снимка может быть хорошо аппроксимирована следующим полиномом:

$$\begin{cases} r_S = a \cdot r_M^2 + b \cdot r_M + c \cdot a_M + d \\ a_S = e \cdot r_M^2 + f \cdot r_M + g \cdot a_M + h \end{cases} \quad (1.9)$$

где  $(r_M, a_M)$  – координаты дальности и азимута ведущего изображения соответственно,

$(r_S, a_S)$  – вычисляемые координаты дальности и азимута ведомого изображения.

Восемь коэффициентов, участвующих в системе уравнений (1.9), представляют собой следующие преобразования, показанные на рисунке 1.5:

- ✓ фиксированное смещение по азимуту  $d$  (из-за разного времени вдоль орбиты) и фиксированное смещение по дальности  $h$  (в основном из-за перпендикулярной составляющей базовой линии),
- ✓ растяжение дальности  $b$  из-за нормального изменения базовой линии и растяжение по азимуту  $g$  из-за изменения частоты повторения импульсов и/или скорости спутника,
- ✓ перекося по дальности и азимуту ( $c, f$ ), которые аппроксимируют поворот изображения для малых углов поворота,
- ✓ два члена второго порядка ( $a, e$ ), необходимы для обработки полос изображения большого диапазона.

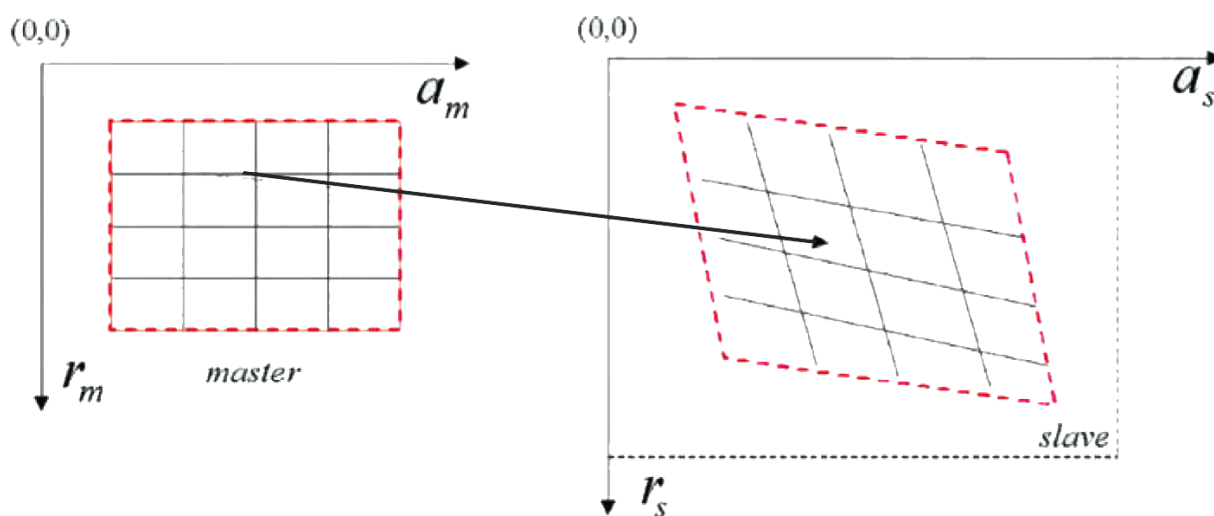


Рисунок 1.5 – Модель деформации для регистрации ведомого изображения на эталонной сетке ведущего [52]

Необходимость применения фильтрации после шага корегистрации проверяется путем экспертной оценки по визуализации сигналов корегистрированного набора снимков. Настроив цветовую шкалу (RGB) для каналов интенсивности снимков в наборе можно проверить насколько сигнал одного снимка превалирует над сигналом другого. В идеальном случае цвета каналов должны накладываться друг на друга и давать белый цвет. Тогда мы можем говорить о хорошем качестве корегистрации снимков.

Последующая генерация интерферограммы требует попиксельного вычисления Эрмитова произведения двух корегистрированных изображений, отфильтрованных по спектральному сдвигу [54, 58]:

$$v_i = u_M \times u_S^*, \quad (1.10)$$

где  $u_M$  и  $u_S$  относятся к ведущему и ведомому изображениям соответственно.

Это гарантирует, что интерферограмма регистрируется в той же привязке (азимут, наклонная дальность), что и ведущее изображение, а ее фаза представляет собой разницу между фазой ведущего и ведомого снимков.

Интерферометрическая фаза каждого пикселя РСА-изображения будет зависеть только от разности путей прохождения от каждого из двух РСА до рассматриваемой ячейки разрешения. Соответственно, вычисленная интерферограмма содержит изменение фазы  $\phi$  с вкладами от нескольких факторов, наиболее важные из которых фаза кривизны Земли  $\phi_{flat}$  топографическая фаза земной поверхности  $\phi_{DEM}$ , атмосферные условия  $\phi_{atm}$  (изменение влажности, температуры и давления между двух измерений) и другие шумы  $\phi_{noise}$  (смена отражателей, разные углы обзора и объемное рассеяние) и, наконец, возможное смещение на поверхности  $\phi_{disp}$ , которое произошло между двумя измерениями:

$$\phi = \omega[\phi_{DEM} + \phi_{flat} + \phi_{disp} + \phi_{atm} + \phi_{noise}], \quad (1.11)$$

где  $\phi_{DEM} = -\frac{\Delta q}{\sin\theta} \cdot \frac{B_n}{R_0} \cdot \frac{4\pi}{\lambda}$ ,  $\phi_{flat} = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_n S}{R \tan\theta}$ ,  $\phi_{disp} = \frac{4\pi}{\lambda} d$ ,  $\omega$  – оператор свертки по  $2\pi$ .

Вклад поверхности Земли ( $\phi_{flat}$  и  $\phi_{DEM}$ ) считается равным для обоих изображений и удаляется из их интерферограммы, чтобы оставшееся изменение фазы можно было отнести к изменениям поверхности между двумя изображениями. Наилучший результат получается, если влияние атмосферы и других шумов сведено к минимуму, поскольку их трудно смоделировать. Поэтому рекомендуется по возможности использовать изображения без этих шумов и с небольшой перпендикулярной базовой линией.

Однако когда два интерферометрических РСА-изображения не являются одновременными, на траекторию распространения излучения для каждого из них может по-разному влиять атмосфера. В частности, разная атмосферная влажность, температура и давление между двумя съемками будут иметь видимые последствия для интерферометрической фазы. Этот эффект обычно ограничивается размахом интерферометрического фазового изменения  $2\pi$  вдоль изображения с плавной пространственной изменчивостью (от нескольких сотен метров до нескольких километров). Эффект такого вклада влияет как на высоту (особенно в случае небольших базовых линий), так и на измерения деформации рельефа.

При исследовании экстремальных геодинамических явлений на Камчатке, как правило, сталкиваемся с большим количеством фазового шума в построенных интерферограммах. На это влияют и снежный покров, и растительность, и погодные условия. На этапе построения интерферограммы сразу вычитается фаза кривизны Земли  $\phi_{flat}$  (оценивается с использованием информации об орбитальных метаданных) и оценивается когерентность снимков.

Помимо интерферометрической фазы, как показатель качества фазовой информации рассматривается когерентность  $\gamma$  между ведущим и ведомым изображением. По сути, она показывает, имеют ли изображения сильное сходство и, следовательно, пригодны ли они для интерферометрической обработки. Потеря когерентности может привести к плохим интерферометрическим результатам и может быть вызвана временной (растительность и водоемы), геометрической (ошибки или неточности в метаданных орбиты) и объемной декорреляцией

(возможные механизмы рассеяния объемных структур, таких как сложная растительность или сухие поверхности) [43, 84].

Карта когерентности формируется путем вычисления абсолютного значения  $\gamma$  в движущемся окне, которое покрывает всё РСА-изображение. Значение когерентности варьируется от 0 (т.е. интерферометрическая фаза представляет собой просто шум) до 1 (полное отсутствие фазового шума).

Обычно используется выборочная оценка когерентности [55, 83, 88]:

$$\hat{\gamma} = \frac{\sum_{n,m} u_1(n,m) \cdot u_2^*(n,m) \cdot e^{-j\phi(n,m)}}{\sqrt{\sum_{n,m} |u_1(n,m)|^2 \sum_{n,m} |u_2(n,m)|^2}}, \quad (1.12)$$

где суммирование распространяется на двумерный участок однородного спекла (интерференционной картины нерегулярных волновых фронтов, образующейся при падении когерентного излучения на сильно шероховатую поверхность). Затем берется абсолютное значение.

В уравнении (1.12)  $\phi(n,m)$  представляет собой фазовый вклад, обусловленный топографией. В [94, 96] показано, что это обеспечивает оценку когерентности методом максимального правдоподобия для однородных спеклов. Используя эту оценку, пиксели с более слабым возвращающим сигналом оказывают меньшее влияние на окончательную оценку. Количество независимых пикселей, обычно используемых для оценки когерентности, колеблется от 16 до 40. Таким образом, когерентность усредняется по площадям в тысячи квадратных метров.

Анализ когерентности интерферограммы также может выполнять важную диагностическую функцию. Например, движение листьев обычно вызывает полную потерю когерентности, но это не означает, что области растительности всегда будут отображаться с нулевой когерентностью. РСА-сигнал часто проникает в листву, по крайней мере частично, и может отражаться на местности под ней или на стволе и ветвях деревьев, которые механически гораздо более стабильны и поэтому будут способствовать когерентности. Как правило, лиственные деревья демонстрируют высокую когерентность зимой, когда нет листьев, и меньшую когерентность летом из-за влияния листвы. Точно так же



разные типы растительности будут показывать разные значения однодневной когерентности в зависимости от высоты растения и длины листьев: короткие листья могут быть практически прозрачными для излучения спутников дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в С-диапазоне [51]. Таким образом, временной интерферометрический анализ когерентности и амплитуды обратного рассеяния может способствовать обнаружению и классификации лесов и растительности в целом [62]. Например, на открытых полях с растительностью уровень когерентности примерно линейно связан с биомассой и высотой посевов [72]. Следует должным образом учитывать и другие причины потери когерентности, например, можно учитывать силу ветра, используя метеорологическую информацию [85]. Другим применением когерентности является сегментация лесных и нелесных площадей, например, для определения масштабов лесных пожаров. Кроме того, можно обнаружить участки промерзания и оттаивания в районах вечной мерзлоты и отделить лиственные леса от хвойных [92]. Проникновение излучения через сухой лед можно оценить с помощью объемного эффекта и изменения когерентности с исходным уровнем [90, 99, 102]. В целом, сезонные эффекты можно оценить, используя регулярные серии РСА-изображений, доступных в исследуемых местах [100]. Таким образом, можно выявить периодичность когерентности, связанную с ростом растений и видимостью местности на заднем плане. Это привело к развитию методов сегментации с результатами, не столь далекими от тех, которые можно получить с помощью оптических методов в хорошую погоду [38, 46].

Для условий Камчатки удовлетворительным значением когерентности является 0.3 и выше, при меньших значениях использовать интерферограмму для дальнейшего исследования считаем не корректным. В редких случаях имеем дело со снимками с когерентностью более 0.7 (например, такое значение удалось получить при исследовании Ближне-Алеутского землетрясения, описанного в главе 2).

Далее рекомендуется повысить качество фринджей (интерференционных полос) в построенной интерферограмме путем применения специализированных

фазовых фильтров, таких как фильтр Гольдштейна, который использует быстрое преобразование Фурье для улучшения соотношения «сигнал-шум» изображения. Это необходимо для правильного развертывания на следующем шаге. Подробное описание данного фильтра и его параметров дано в публикации [57].

Полученная в результате предыдущих шагов обработки интерферометрическая фаза неоднозначна и известна только в масштабе  $2\pi$ . Чтобы иметь возможность связать интерферометрическую фазу с топографической высотой, фазу необходимо сначала развернуть. Высота неоднозначности определяется как разность высот, которая создает интерферометрическое изменение фазы на  $2\pi$  после выравнивания интерферограммы.

Развертка фазы решает эту неоднозначность, интегрируя разность фаз между соседними пикселями. После удаления любого целого числа высот неоднозначности (эквивалентно целому числу  $2\pi$  фазовых циклов) изменение фазы между двумя точками на сглаженной интерферограмме обеспечивает измерение фактического изменения высоты. Соответственно, развернутые результаты следует интерпретировать как относительную высоту/смещение между пикселями двух изображений [47].

Извлечение абсолютных фаз из имеющихся свернутых значений является одной из самых сложных проблем в интерферометрии. Чтобы развернуть фазу, сначала измеряется интерферометрическая фаза для всех пикселей и делается начальное предположение, что измеренные значения надежны. Затем к каждому значению фазы пикселя добавляется целое число, кратное  $2\pi$ , которое требуется для его развертывания. Если далее развернутые фазы масштабируются по высоте, может быть получена топография в координатах РСА. Допустимо любое присвоение целых чисел, но тогда топография может сильно различаться от одного пикселя к другому. Другими словами, существует неограниченное количество топографий, соответствующих данным.

На рисунке 1.6 показан пример двумерной фазовой развертки смоделированных данных. Исходная топография представлена слева. Топография, соответствующая свернутой фазе, представлена справа.

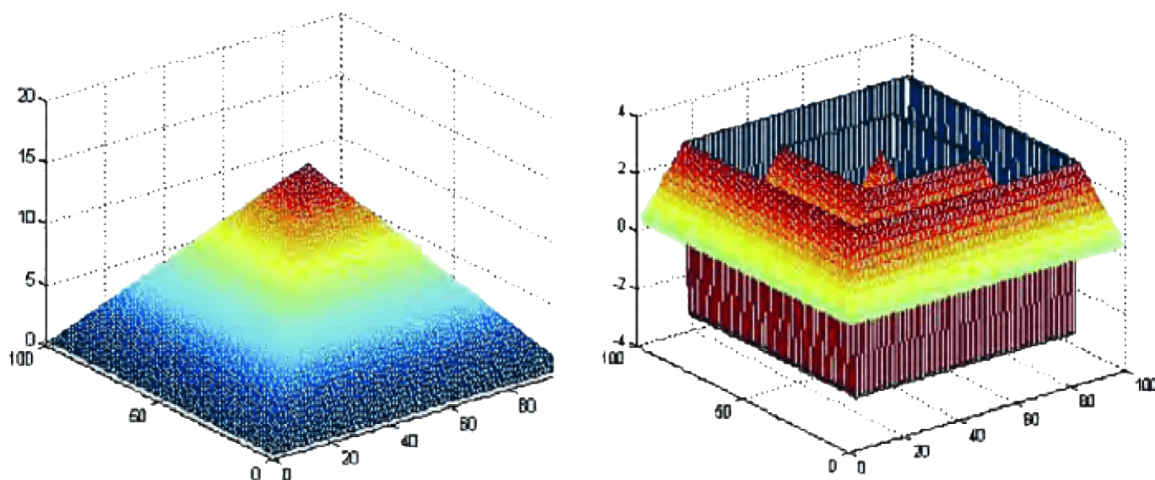


Рисунок 1.6 – Развертка фазы: слева – абсолютное значение фазы ( $\psi$ ), справа – свернутое значение фазы ( $\phi$ ). В процессе развертывания фазы восстанавливается абсолютное значение фазы по свернутому значению (т.е. справа налево) [52]

На данном этапе развернутая фаза представляет собой непрерывный растр, но еще не является метрической мерой. Необходимо преобразовать радианы в абсолютные высоты / смещения, т.е. перевести фазу в изменения поверхности вдоль LOS. Полученные положительные значения означают подъем, а отрицательные значения означают опускание поверхности (если ведущее изображение имеет более раннюю дату получения).

Геокодирование является завершающим шагом в последовательности построения интерферограммы, показанной на рисунке 1.3. Геокодирование состоит в передискретизации интерферограммы на равномерную сетку на земном эллипсоиде. Таким образом, геокодирование преобразует изображение из наклонного диапазона или геометрии участка поверхности Земли в систему координат карты. Геокодирование местности включает использование ЦМР для коррекции внутренних геометрических искажений, таких как ракурс, наложение и тень. В итоге получаем дифференциальную интерферограмму, позволяющую

оценить смещения земной поверхности, произошедшие в интервале между съемками.

Однако при всех преимуществах метод DInSAR имеет ряд ограничений, связанных с когерентностью снимков, расстоянием между точками съемки (базовая линия) и др. Существует также ряд усовершенствованных методов, основанных на дифференциальной интерферометрии и обеспечивших за последние 15-20 лет существенный прогресс в исследовании смещений земной поверхности. В частности, в данной диссертационной работе для исследования смещений на склонах вулкана Большая Удина применяется метод малых базовых линий (Small BAseLine Subsets, SBAS, [40]), реализующий совместный анализ серий парных интерферограмм, построенных по снимкам с небольшим орбитальным разнесением (с малыми пространственными базовыми линиями). Наличие как пространственной, так и временной информации в обрабатываемых данных используется для выявления и фильтрации артефактов атмосферной фазы. В процессе реализации метода на серии парных интерферограмм выделяют отдельные пиксели, устойчиво отражающие радиолокационный сигнал. В результате становится возможным определение медленных устойчивых по времени смещений и оценка средних скоростей смещений с точностью до нескольких мм/год.

## **Выводы по главе 1**

Сегодня космические технологии РСА являются неотъемлемой частью инструментария для дистанционного зондирования Земли, которые обеспечивают не только необходимую информацию для мониторинга и прогнозирования изменений в окружающей среде, но и для архивирования событий природного и техногенного характера, происходящих на Земле. Применительно к задачам исследования сейсмических процессов на Земле РСА-технологии обладают исключительно высоким потенциалом, особенно в сочетании с технологиями наземных наблюдений.

В основе дифференциальной интерферометрии лежит сравнение фазы отраженных сигналов при съемке первого и второго снимка. Если отражающие объекты на поверхности земли меняют свое взаимное положение за временной период между двумя РСА-съемками (как это происходит в случае землетрясения, проседания грунта, оползня и др. процессов), то после построения интерферограммы по паре снимков в интерферометрической фазе появляется новая аддитивная фазовая составляющая, не зависящая от базовой линии. В результате фазовый сдвиг содержит как составляющую, связанную с высотой отражающего объекта, так и компоненту, отражающую смещения в направлении LOS. Вычитая далее вклад высоты из интерферометрической фазы (создав так называемую дифференциальную интерферограмму), получаем оценку смещений на местности в направлении LOS, которая, естественно, осложнена различного рода помехами.

При построении дифференциальной интерферограммы в каждом конкретном случае приходится подбирать параметры для каждого шага обработки снимков. Важным условием является исходное качество отобранных снимков. Далее, проверяя качество процесса посредством экспертной оценки на каждом этапе, принимаются решения об изменении тех или иных параметров, о необходимости фильтрации и т.д. Таким образом, параметры метода нельзя считать унифицированными для исследований в районе полуострова Камчатка и Командорских островов. Здесь очевидна важная роль исследователя, способного наилучшим образом адаптировать метод дифференциальной интерферометрии для требуемой оценки полей смещений.

## 2 Построение новой модели поверхности разрыва

### Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 на основе данных РСА-интерферометрии

17 июля 2017 г. в 23:34 по Гринвичу (18 июля в 11:34 по местному времени) произошло сильнейшее за историю инструментальных наблюдений землетрясение в районе Командорских островов Алеутской островной дуги. Это сейсмическое событие названо Ближне-Алеутским землетрясением (далее – БАЗ) [31]. По данным Геологической службы США (NEIC<sup>2</sup>) оно имело магнитуду  $M_w=7.6^3$ . Эпицентр землетрясения находился к юго-востоку от о. Медный, у подножья склона шельфа в 200 км от пос. Никольское (о. Беринга), и имел координаты  $168.857^\circ$  в.д. и  $54.443^\circ$  с.ш. (рисунок 2.1).

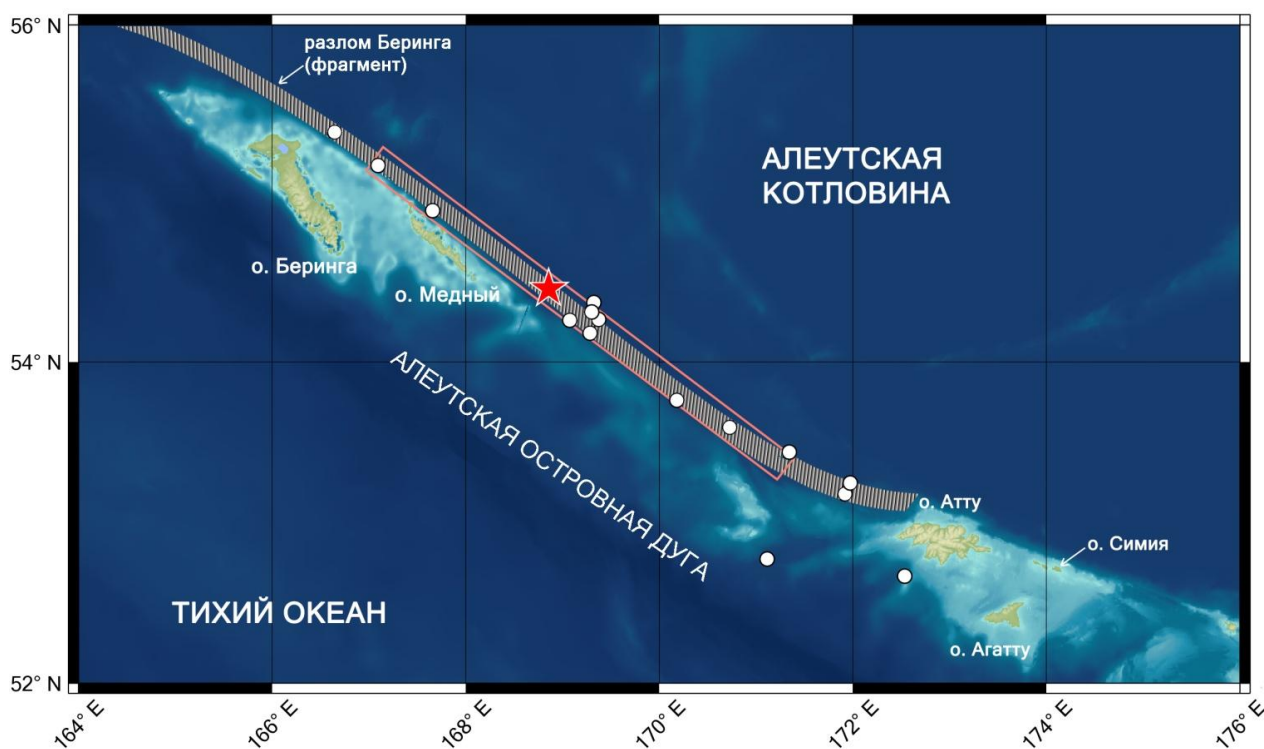


Рисунок 2.1<sup>4</sup> – Область БАЗ: розовый прямоугольник – модель поверхности разрыва O1 из работы [32], красная звезда – эпицентр главного события, белые круги – афтершоки с магнитудой более 5 по данным NEIC

<sup>2</sup> National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey (<https://earthquake.usgs.gov>)

<sup>3</sup> <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20009x42/finite-fault>

<sup>4</sup> Карта построена с использованием программного комплекса Generic Mapping Tools (GMT) [101]. Для построения рельефа использовались данные General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) [98].

Изучение данного землетрясения интересно в частности тем, что оно произошло в зоне сочленения трех тектонических плит: Тихоокеанской, Охотоморской и Берингии. Важно, что микроплита Берингия выделена по геологическим и сейсмологическим данным [2, 6, 69], но гипотеза о ее существовании до сих пор является дискуссионной. Предположительно она занимает всю акваторию Берингова моря и некоторые прибрежные районы (рисунок 2.2).

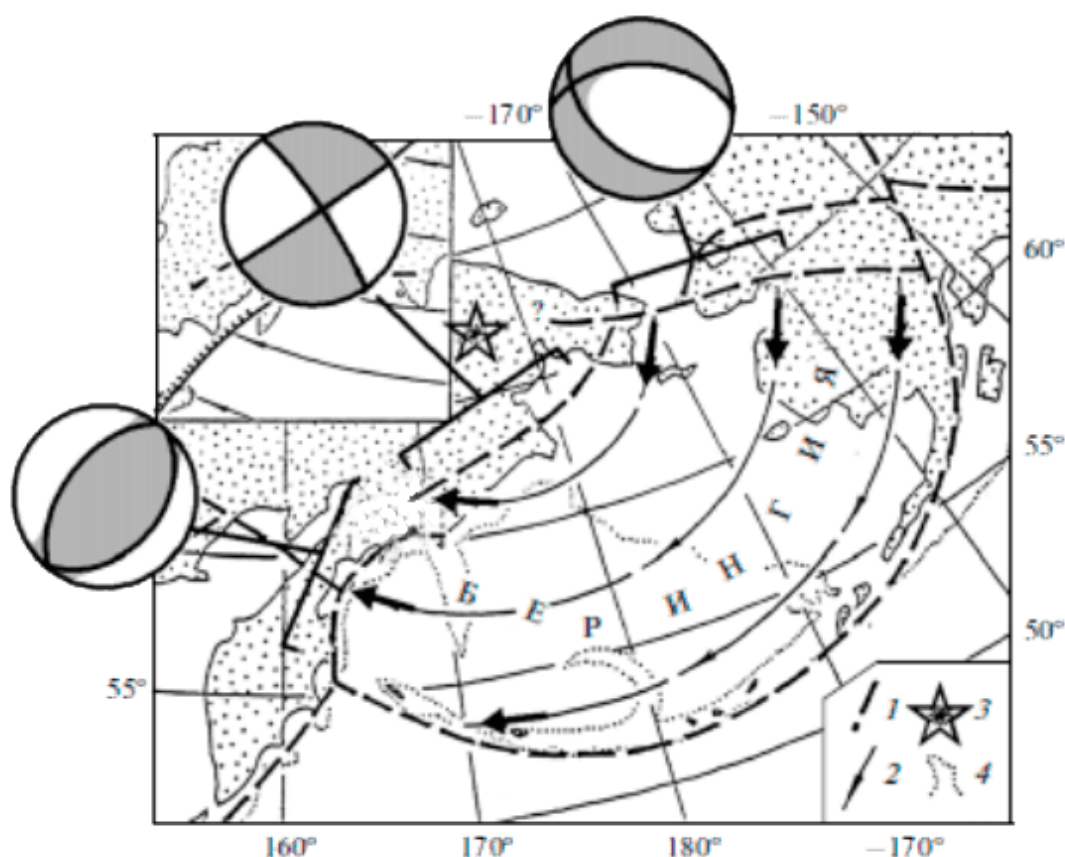


Рисунок 2.2 – Модель (из [2]) вращения Берингии относительно Северной Америки по данным механизмов землетрясений [6]. Полюс вращения (показан серой звездой) –  $67^{\circ}$  N  $176^{\circ}$  E, скорость вращения не определена. Средние механизмы землетрясений демонстрируют постепенную смену тектонических условий на северо-западной границе Берингии – от сжатия на юге Корякии, к сдвигам на Чукотке и растяжению на северо-западе Аляски

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 [36]. 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 [86, 93] 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 описывать единым вектором вращения, который совпадает с вектором вращения плиты Берингия.

Исследование механизмов очагов землетрясений на периферии плиты Берингия, в том числе методами спутниковой радарной интерферометрии (см. например, [14]), важно для проверки гипотезы о существовании этой микроплиты.

Кроме того, аналогично другим районам островных дуг, где присутствует значительная сдвиговая компонента, в районе БАЗ на контакте литосферных плит реализуется только малая часть их относительного смещения. Большая часть смещений происходит по тыловому надвигу, названному надвигом Беринга. Используя данные GPS-наблюдений, [61] 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 [36].

Следовательно, исследование распределения смещений по сети разломов в этом районе важно для прогноза сейсмической опасности.

Также интересно, что БАЗ произошло в зоне сейсмической брешы – области, где длительное время не наблюдалось сильных сейсмических событий, несмотря на большие скорости относительного смещения плит [2, 7, 95]. Согласно [64] в этом сейсмическом событии реализовался весь накопленный дефицит смещений со времени последних землетрясений 1849 и 1858 годов. Однако построенные к моменту проведения данного исследования 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. Опубликовано несколько моделей поверхности разрыва БАЗ, основанных на анализе волновых форм (NEIC), на данных сейсмологии, GPS и приливных станций [64], на данных сейсмологии и GPS [32]. Трудность построения модели поверхности разрыва в случае этого землетрясения состоит в том, что бóльшая часть данных, используемых при построении модели очага, получена на удаленных станциях. В частности, в ближней зоне землетрясения расположены только две станции GPS, смещения на которых превосходят шум и могут быть использованы при построении модели очага [64].

По снимкам спутниковой миссии Sentinel-1B в ходе описываемого исследования впервые построены поля косейсмических смещений на островах Беринга и Медный, расположенных в эпицентральной зоне землетрясения. Учитывая недостаточную плотность сети пунктов спутниковой геодезии в рассматриваемом районе, использование полей смещений, полученных по данным спутниковой радарной интерферометрии, позволяет получить новые сведения о строении очага землетрясения. В настоящей работе представлена новая модель поверхности разрыва БАЗ, основанная на данных спутниковой геодезии и спутниковой радарной интерферометрии.

## **2.1 Оценка полей смещений земной поверхности вследствие БАЗ методами РСА-интерферометрии**

В данном исследовании были отобраны снимки, выполненные спутником Sentinel-1B со 118 трека нисходящей орбиты. Период съемки охватывал во времени само событие, его ближайший форшок (17.07.2017 с  $M_w=6.3$ ) и основные афтершоки (18.07.2017 с  $M_w=4.8$ , 21.07.2017 с  $M_w=5.2$  и 24.07.2017 с  $M_w=4.8$ ). На временной интервал с 17 июня 2017 г. по 28 августа 2017 г. из архивов ESA получено 7 снимков.

Обработка снимков производилась методом дифференциальной интерферометрии (DInSAR) с использованием открытого программного пакета SNAP (предоставляется ESA, разработан компаниями Brockmann Consult, Skywatch, Sensar и C-S<sup>5</sup>) с встроенным программным модулем (плагином) SNAPHU, реализующим алгоритм развертывания фазы.

Дифференциальные интерферограммы всех пар снимков показали высокую когерентность в области островов Беринга и Медный (более 0.7), что свидетельствует о высоком качестве корегистрации снимков (рисунок 2.3).

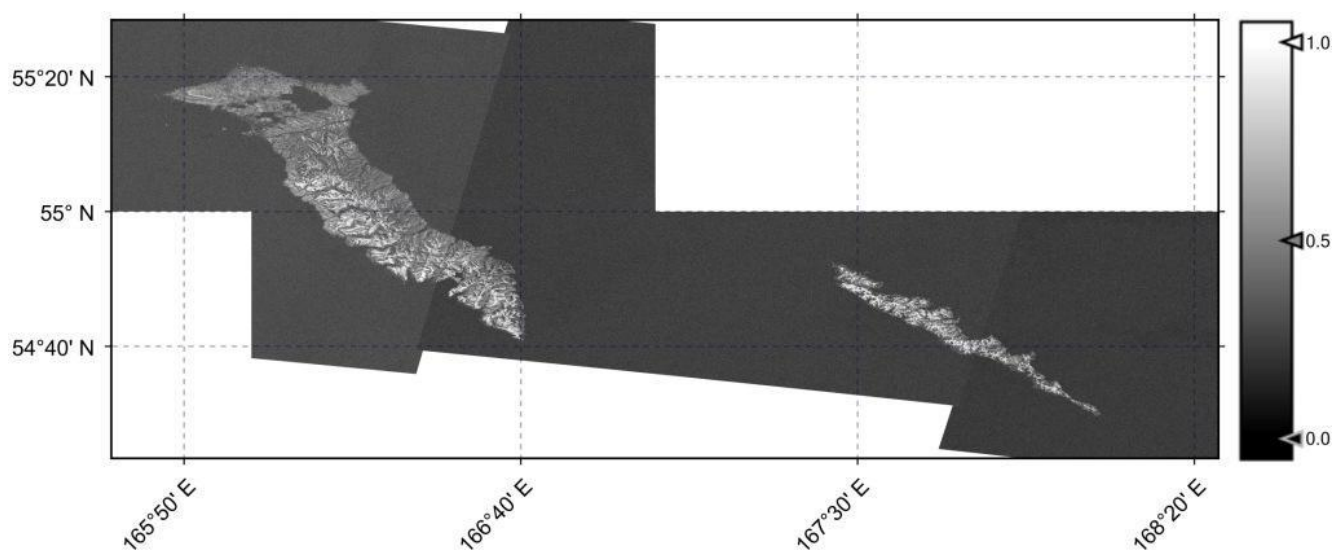
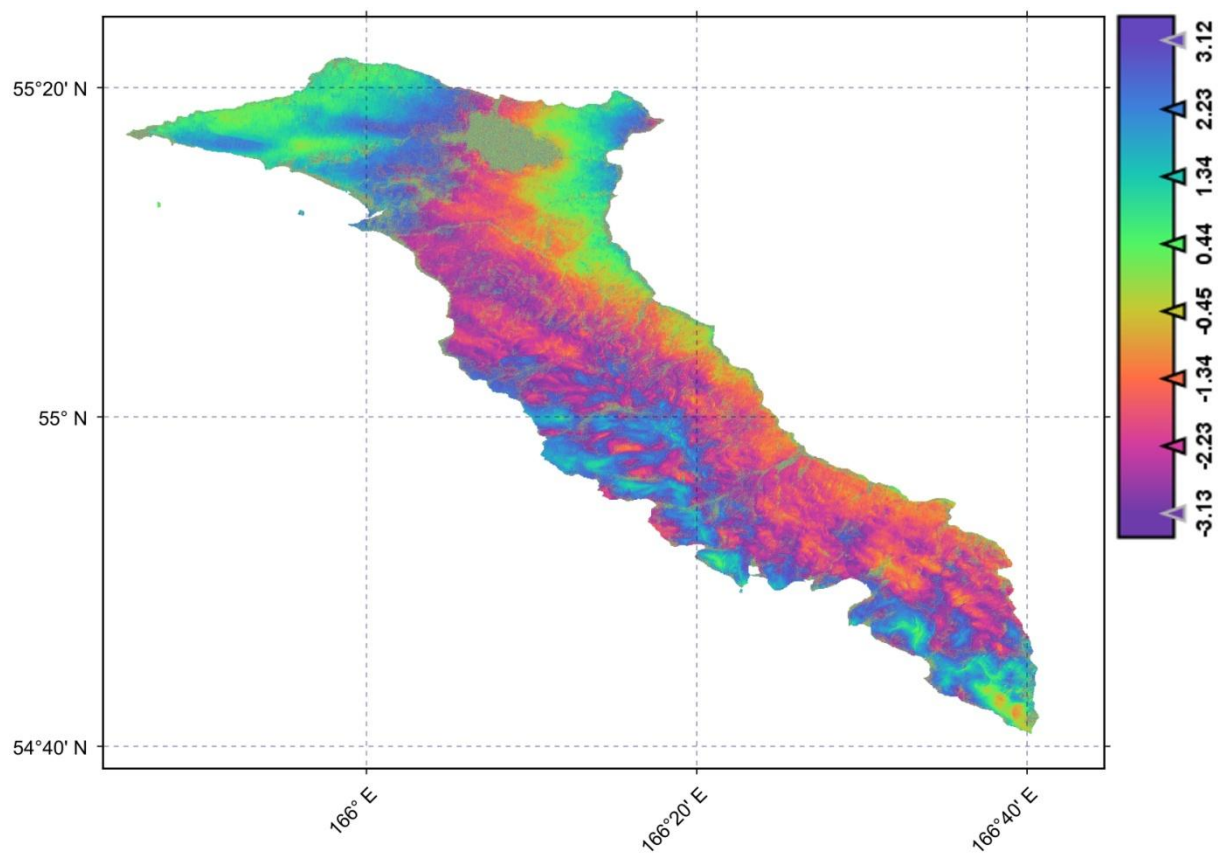


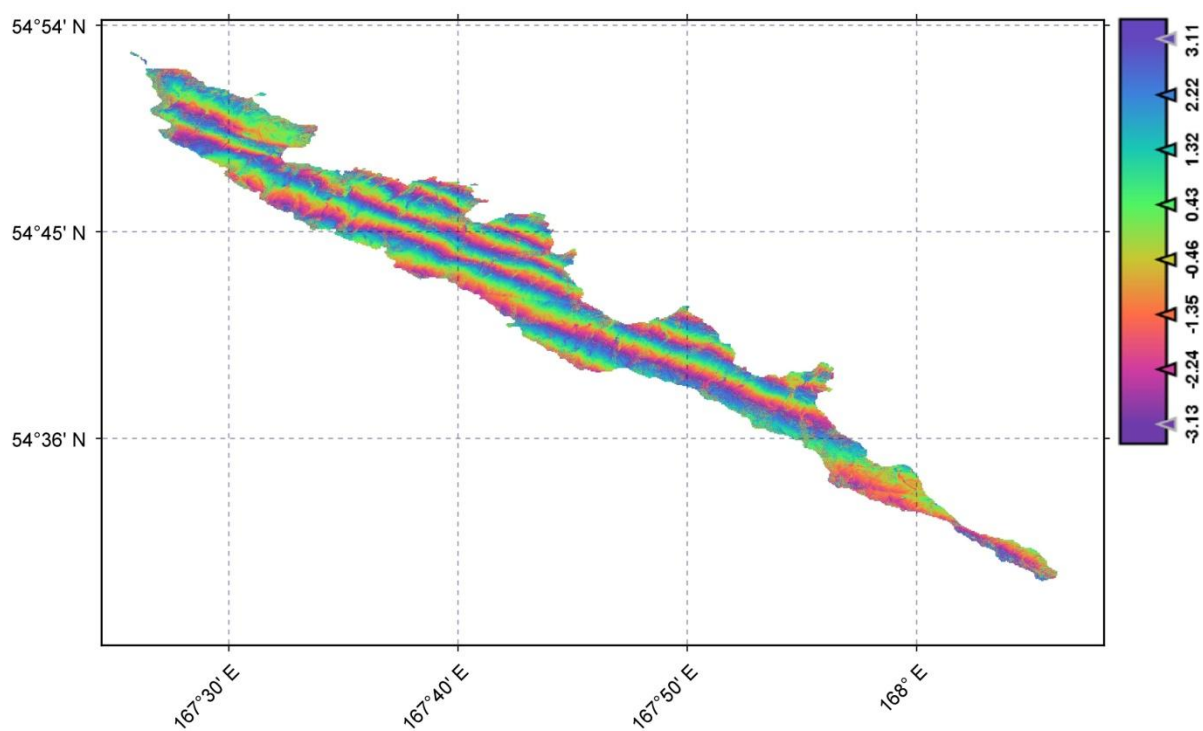
Рисунок 2.3 – Карта когерентности снимков от 11.07.2017 и 23.07.2017

Интерферограмма пары снимков от 11.07.2017 и 23.07.2017 (пространственная базовая линия 3.63 м) выявила наиболее четкие смещения в направлении LOS 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 рисунках 2.4 и 2.5. Смещения содержат небольшую часть постсейсмических движений, произошедших за 6 дней после БАЗ. В целом постсейсмические смещения были интенсивными, на о. Беринга к 28 февраля 2018 г они достигли 70% от косейсмических смещений [32].

<sup>5</sup> <https://earth.esa.int/eogateway/tools/snap>



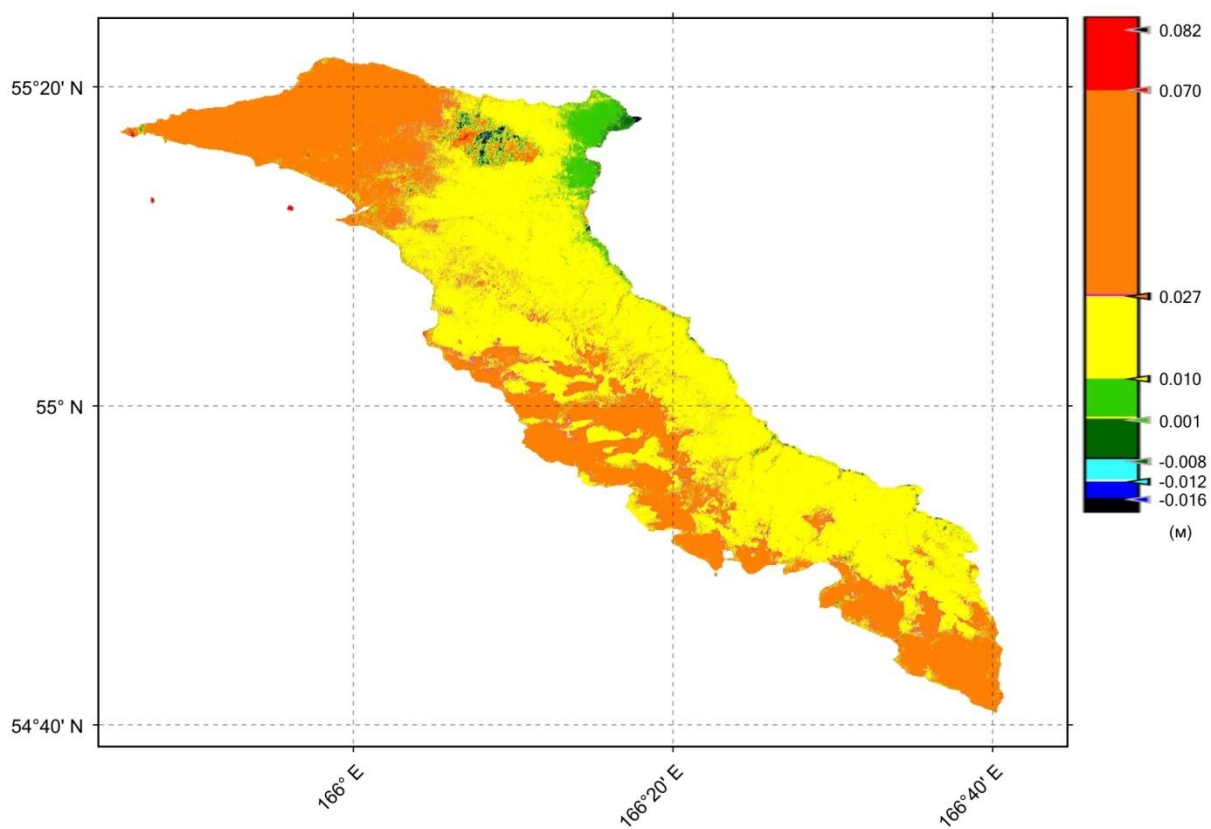
А



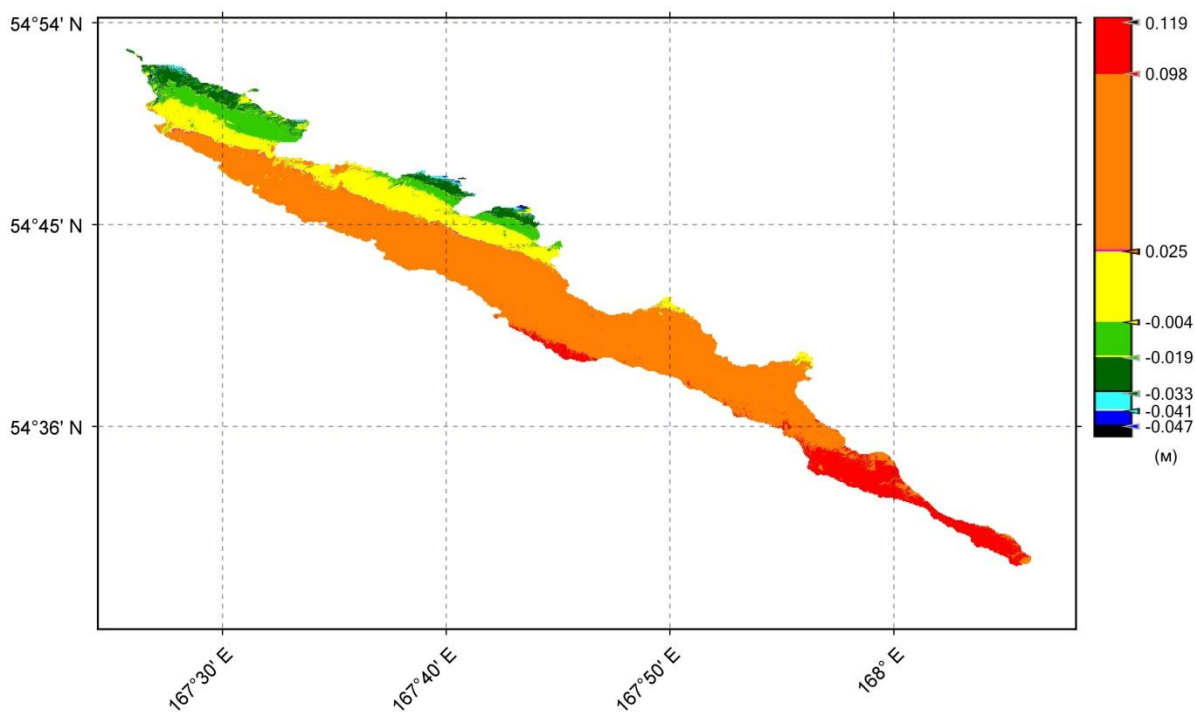
Б

Рисунок 2.4 – Интерферограмма (неразвернутая фаза), полученная по паре снимков от 11.07.2017 и 23.07.2017 . Интервал изменения от  $-\pi$  до  $\pi$ .

А – о. Беринга, Б – о. Медный



А



Б

Рисунок 2.5 – Поля смещений (развернутая фаза), полученные по паре снимков от 11.07.2017 и 23.07.2017 в долях метра. А – о. Беринга, Б – о. Медный.

Поля смещения приведены к нулевому среднему

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 выводить поле смещений на среднее, равное 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 для каждого острова 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.

## 2.2 Обзор существующих моделей поверхности разрыва БАЗ

Все проведенные ранее исследования механизма БАЗ показывают, что в результате землетрясения произошел практически чистый правосторонний сдвиг по разлому Беринга. В работе [8, 22] показано, что сейсмический очаг БАЗ в виде линейно вытянутой узкой зоны длиной  $\sim 400$  км фактически полностью занял северный склон Командорского островного поднятия и разместился в зоне разлома Беринга.

Модель Геологической службы США (NEIC) основана на инверсии 190 волновых форм. Модель состоит из одной прямоугольной плоскости, разделенной на 25 элементов по простиранию и 16 по падению, каждый размером 15 км и 3.85 км, с углом простирания  $307^\circ$  и падения  $72^\circ$ . Поле смещений на поверхности 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 [64] предложена модель, основанная на данных сейсмологии, геодезии и приливных станций. Модель также состоит из одного прямоугольного разрыва длиной по простиранию 468 км, по падению – 33 км, разделенного на ряд

элементов по падению и простиранию. Угол простирания выбран равным  $126^\circ$ , падения  $77^\circ$ , средний угол подвижки получился равным  $-173^\circ$ . Эта модель также имеет неоднородное поле смещений вдоль поверхности разрыва. В ее верхней части, на общем фоне смещений амплитудой 1 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 [32] 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. 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 20 км на 200 км и восточный, размером 50 км на 200 км. Указано, что смещения по данным ГНСС станции на о. Беринга составили 71.1 мм на запад, 11 мм на юг и 14 мм вниз по вертикали, по данным ГНСС станции на о. Симия – 15 мм на восток, 3.6 мм на север и 9.4 мм вниз. Модель с двумя очагами, по мнению авторов устраняет недостатки модели единого очага, согласно которой длина поверхности разрыва оценивается примерно в 350 км, что почти в 1.5 раза меньше фактической протяженности облака афтершоков.

В нашей работе при построении модели поверхности разрыва использованы данные о косейсмических смещениях с 26 пунктов GPS, опубликованные в работе [32] и данные о поле косейсмических смещений на островах Беринга и Медный, полученное методами спутниковой радарной интерферометрии (рисунок 2.5). Как уже отмечалось, смещения на большинстве пунктов GPS очень невелики.

### 2.3 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 простираанию на площадке (прямоугольном разрезе) в упругой среде. Для относительно небольших событий чаще всего используется решение для однородного упругого полупространства [77, 78]. Для крупных землетрясений рекомендуется применять решение Ф. Поллитца [81, 82], построенное для радиально расслоенной сферической модели Земли.

На относительно небольших глубинах слоистость Земли характеризуется резкими скачками упругих модулей в средней части земной коры и на границе Мохоровичича, и поэтому ее важно учитывать при оценке деформаций земной коры. В работах [81, 82] 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 % [81, 82]. Влияние расслоенности сильнее всего проявляется при наличии большой сдвиговой компоненты, что как раз и имеет место в случае БАЗ.

Подробнее о решении Ф. Поллитца. Пусть  $r$  – это радиус, а  $\theta$  и  $\varphi$  – соответственно широта и долгота точки наблюдения  $\mathbf{r} = (r, \theta, \varphi)$  относительно определенного точечного источника. Источник в точке  $r_s$  имеет координаты  $(r = r_s, \theta = 0)$ . Предполагается, что объемный модуль упругости  $\kappa(r)$  и модуль сдвига  $\mu(r)$  однородны в поперечном направлении и зависят только от радиуса.

Поле смещения для точечной дислокации получается как сумма нормальных мод. Пусть  $Y_l^m(\theta, \varphi)$  представляет собой полностью нормированную сферическую гармонику степени  $l$  и порядка  $m$  [50]. Для положительного  $m$  определено

$$Y_l^m(\theta, \varphi) = (-1)^m \left[ \frac{2l+1}{4\pi} \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \right]^{1/2} P_l^m(\cos\theta) e^{im\varphi}, \quad (2.1)$$

где  $P_l^m$  – многочлен Лежандра и  $Y_l^{-m}(\theta, \varphi) = (-1)^m Y_l^{m*}(\theta, \varphi)$ , где  $*$  обозначает комплексное сопряжение. Тогда поле смещения может быть представлено в виде базисного набора сфероидальных и тороидальных мод, с  $\mathbf{s}_l^{m(S)}(r, \theta, \varphi) = \left[ y_1^{lm(S)}(r) \hat{\mathbf{r}} + y_3^{lm(S)}(r) \nabla_1 \right] Y_l^m(\theta, \varphi)$  для сфероидальных мод и  $\mathbf{s}_l^{m(T)}(r, \theta, \varphi) = -y_1^{lm(T)}(r) \hat{\mathbf{r}} \times \nabla_1 Y_l^m(\theta, \varphi)$  для тороидальных мод. Здесь  $\nabla_1$  – оператор поверхностного градиента:  $\nabla_1 = \frac{\partial}{\partial \theta} \hat{\theta} + (\sin\theta)^{-1} \frac{\partial}{\partial \varphi} \hat{\varphi}$ .

Соответствующие нормальные и поперечные сдвиги на сферической оболочке радиуса  $r$  можно выразить в виде  $\hat{\mathbf{r}} \cdot \mathbf{T}_l^{m(S)}(r, \theta, \varphi) = \left[ y_2^{lm(S)}(r) \hat{\mathbf{r}} + y_4^{lm(S)}(r) \nabla_1 \right] Y_l^m(\theta, \varphi)$  для сфероидальных мод и  $\mathbf{r} \cdot \mathbf{T}_l^{m(T)}(r, \theta, \varphi) = y_2^{lm(T)}(r) \hat{\mathbf{r}} \times \nabla_1 Y_l^m(\theta, \varphi)$  для тороидальных мод. Здесь  $\mathbf{T}$  обозначает тензор напряжений в изотропной среде. Полное поле смещений определяется выражением

$$\mathbf{s}(r, \theta, \varphi) = \sum_l \sum_m \mathbf{s}_l^{m(S)}(r, \theta, \varphi) + \mathbf{s}_l^{m(T)}(r, \theta, \varphi). \quad (2.2)$$

Уравнение статического равновесия имеет вид

$$\nabla \cdot \mathbf{T}(\mathbf{r}) = \mathbf{M} \cdot \nabla \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s), \quad (2.3)$$

где  $\mathbf{M}$  – тензор момента. Накладываются граничные условия  $\hat{\mathbf{r}} \cdot \mathbf{T}(a) = 0$  (где  $a$  – радиус Земли, принятый равным 6371 км), и решение должно быть регулярным в начале координат  $r = 0$ . Определяя вектор смещений через  $\mathbf{y}(r) = [y_1(r), y_2(r), y_3(r), y_4(r)]^T$  для сфероидальных мод и  $\mathbf{y}(r) = [y_1(r), y_2(r)]^T$  для тороидальных мод, уравнение (2.3) может быть представлено в виде системы шести обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка с начальным условием  $\mathbf{f}$  при  $r = r_s$ :

$$\frac{d\mathbf{y}(r)}{dr} = \mathbf{A}(r) \mathbf{y}(r) + \mathbf{f}, \quad (2.4)$$

где  $\mathbf{A}$  – матрица 4x4 для сфероидальных мод и 2x2 для тороидальных мод.



В случае сфероидальных мод существуют два линейно независимых решения уравнения (2.4) при  $r < r_s$  и четыре линейно независимых решения при  $r > r_s$ . Граничные условия на поверхности:  $y_2(a) = y_4(a) = 0$ , и четыре граничных условия на источник, которые вместе определяют неизвестные коэффициенты, дающие шесть независимых решений.

В случае тороидальных мод существует единственное решение уравнения (2.4) при  $r < r_s$  и два линейно независимых решения при  $r > r_s$ . Граничное условие на поверхности:  $y_2(a) = 0$ , а также накладываются два граничных условия на источник.

В данном исследовании задача решалась в следующей постановке. Пусть для области землетрясения имеются интерферометрические данные о смещениях в направлении на спутник LOS:  $w_{los}(\varphi_i, \lambda_i)$ . Пусть также имеются данные GPS в некоторой системе пунктов повторных наблюдений, характеризующие горизонтальные косейсмические смещения на север и восток  $\{V_{north}(\varphi_j, \lambda_j), V_{east}(\varphi_j, \lambda_j)\}$ . Вертикальные смещения по данным GPS обычно менее точны, поэтому, как и в работе [64], в данной работе они также не использовались. Аппроксимируем поверхность разрыва одной прямоугольной областью. Ее размеры и положение определяются семью параметрами: 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.

Разделяем 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 неизвестным. 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  $rake_i = tg(D_i/S_i)$ . 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 ([16, 48]) была использована следующая форма регуляризирующего функционала обратной задачи в евклидовой метрике  $L_2$ :

$$\begin{aligned} & \left\| \sum_{j=1}^{N_1} \left( U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i \cdot u_{i,j}^d + S_i \cdot u_{i,j}^s) \right) - A \right\|_{L_2} + \left\| \sum_{j=1}^{N_2} \left( U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i \cdot u_{i,j}^d + S_i \cdot u_{i,j}^s) \right) - B \right\|_{L_2} + \\ & + \alpha \left( \left\| \sum_{j=1}^M \left( N_{GPS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i \cdot n_{i,j}^d + S_i \cdot n_{i,j}^s) \right) \right\|_{L_2} + \left\| \sum_{j=1}^M \left( E_{GPS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i \cdot e_{i,j}^d + S_i \cdot e_{i,j}^s) \right) \right\|_{L_2} \right) + \\ & + \beta \left\| \sum_{i=1}^K (D_i \cos(rake) - S_i \sin(rake)) \right\|_{L_2} + \\ & + \gamma (\| \sum_{i=1}^K (D_i - \bar{D}) \|_{L_2} + \| \sum_{i=1}^K (S_i - \bar{S}) \|_{L_2}) = \min. \end{aligned} \quad (2.5)$$

Здесь исходные данные:  $U_{LOS,j}$  – значения смещений в направлении на спутник по данным РСА интерферометрии  $N_1$  точках на о. Беринга и в  $N_2$  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  $\alpha$  учитывает различный уровень точности интерферометрических и GPS данных; параметры  $\beta$  и  $\gamma$  определяют вес условия на угол подвижки. Условие при коэффициенте  $\beta$  требует, чтобы угол подвижки был близок к заданному направлению подвижки

*rake* (в данном случае было использовано условие близости подвижки к чистому сдвигу). Однако этому условию соответствуют два угла, различающиеся на  $180^\circ$ . Поэтому, если в решении возникают смещения в противоположных направлениях, что не соответствует физическим представлениям, увеличивается коэффициент  $\gamma$  при условии, что смещения в направлении простирания и падения по отдельности должны быть близки к своим средним значениям. 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 [16].

Дифференцируя (2.5) по неизвестным величинам  $A$  и  $B$ , находим простой способ нахождения этих констант (например, для  $A$ ):

$$A = \frac{1}{N_1} \sum_{j=1}^{N_1} U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K \left( D_i \cdot \frac{1}{N_1} \sum_{j=1}^{N_1} u_{i,j}^d + S_i \cdot \frac{1}{N_1} \sum_{j=1}^{N_1} u_{i,j}^s \right). \quad (2.6)$$

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  $B$ .

## **2.4 Новая модель поверхности разрыва БАЗ по данным РСА-интерферометрии**

В ближней зоне землетрясения располагается 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 C), построенные в работе [32]. Первая модель

состоит из одного элемента (модель O1, см. рисунок 2.6 А), вторая – из двух (модель С, рисунок 2.6 Б). Используя геометрические параметры моделей, была решена обратная задача по определению смещений по падению и простираанию, без регуляризирующих условий, поскольку при малом числе неизвестных задача сохраняет устойчивость. Решение подбиралось только под данные GPS на основе решения Ф. Поллитца. Расчеты смещений в направлении на спутник, представлены на рисунке 2.6.

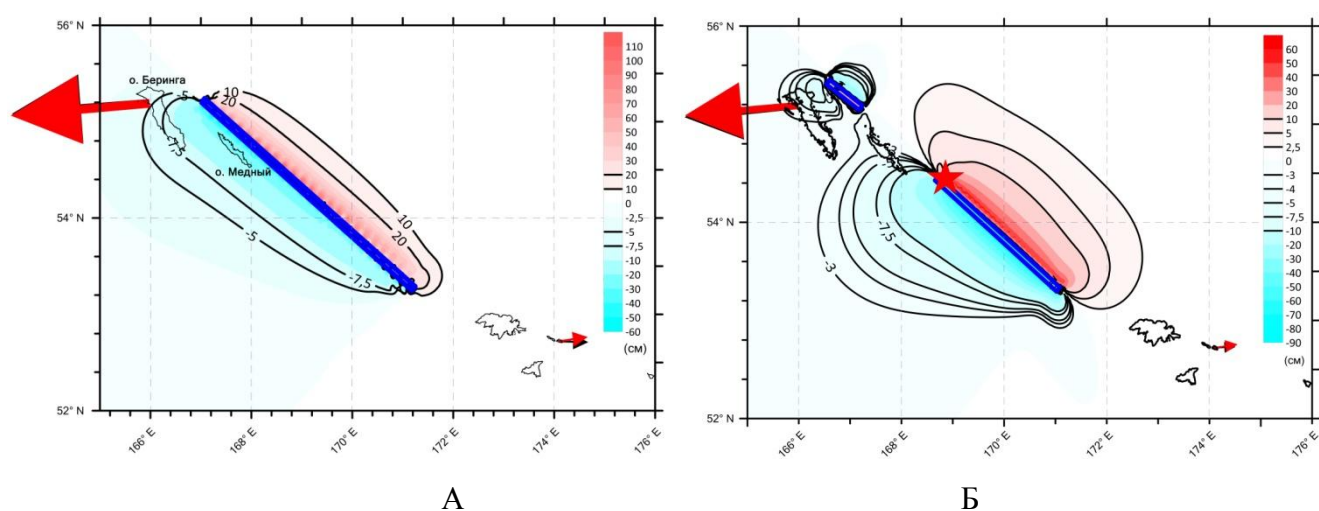


Рисунок 2.6 – Смещения в направлении на спутник в районе БАЗ, рассчитанные с использованием геометрии моделей, предложенных в работе [32]: А – модель O1, единый очаг; Б – модель С с очагом, состоящим из двух элементов

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 (рисунки 2.4 и 2.5). 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. Отсюда заключаем, что если очаг и имеет области с меньшими смещениями, то определенно не на ближнем к о. Медный отрезке. В модели единого очага данные РСА-интерферометрии и GPS хорошо согласуются между собой.

Далее было выполнено формальное решение обратной задачи с заданием смещений на 26 пунктах GPS, опубликованных в работе [32] и полученных смещений по данным PСA-интерферометрии. Было рассмотрено три различных значения длины поверхности разрыва по простиранию: 330, 350 и 370 км. Во всех решениях смещения, определенные по спутниковым данным, 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 (рисунок 2.5 А), наилучшим образом воспроизводится при длине поверхности разрыва равной 370 км.

На рисунке 2.7 представлено решение, полученное при аппроксимации поверхности разрыва одной прямоугольной плоскостью, имеющей протяженность по простиранию 370 км, по падению 18 км (глубина верхней кромки 0.97 км, нижней кромки 19 км). Угол простирания  $307^\circ$ , падения  $72^\circ$  заданы по модели NEIC.

Смещения по падению и простиранию составили 0.52 м и -1.78 м, т.е. это в основном правый сдвиг, с углом подвижки  $163.4^\circ$  и относительно небольшой надвиговой компонентой. В целом, данные о смещениях на пунктах GPS и на отражающих площадках по PСA-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  $3.95 * 10^{20} \text{ Н*м}$ , что меньше значений  $5.2 * 10^{20} - 5.4 * 10^{20} \text{ Н*м}$ , опубликованных на сайтах NEIC и проекта GCMT<sup>6</sup>.

---

<sup>6</sup> The Global CMT Project ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org))

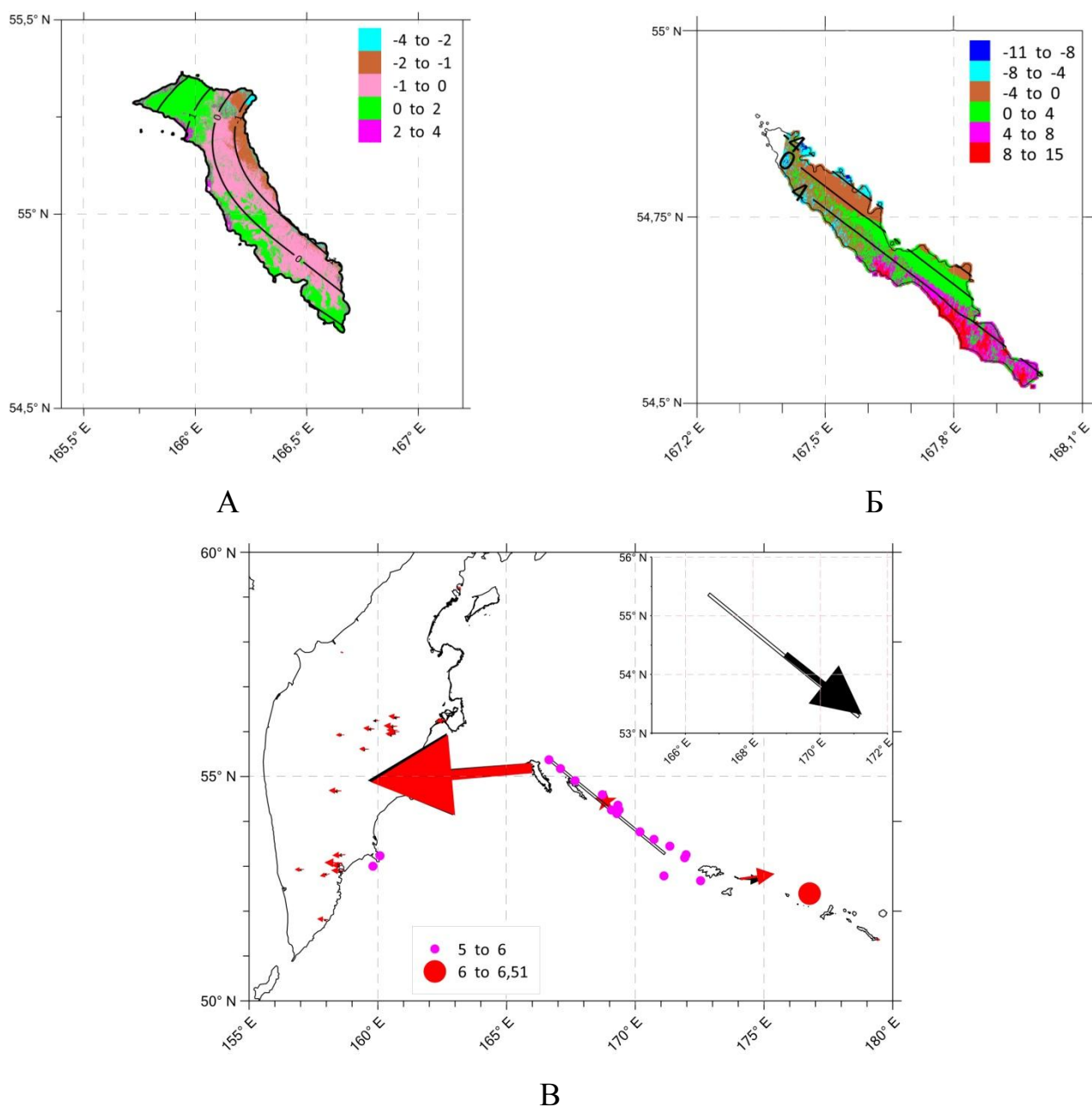


Рисунок 2.7 – Модель очага БАЗ, состоящая из единого разрыва длиной по простиранию 370 км. А – смещения (в см) в направлении на спутник на о. Беринга. Цветовая шкала – РСА-данные, изолинии – полученной решение. Б – то же на о. Медный. В – сравнение смещений на пунктах GPS (красные стрелки – расчетные, черные – измеренные). Пурпурные точки – основные афтершоки по данным сайта Геологической службы США<sup>7</sup>, красная звезда – эпицентр землетрясения. Максимальный размер стрелки соответствует смещению в 7.19 см (о. Беринга)

<sup>7</sup> <https://www.usgs.gov>

Для исследования изменений поля смещений по поверхности разрыва, модель была разделена на пять равных элементов по простиранию. Результаты расчетов представлены на рисунке 2.8. 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 (рисунок 2.8 В, врезка). Смещения распределены неравномерно, наибольшие смещения получены на юго-восточном участке. В районе островов Беринга и Медный смещения в среднем меньше, чем на южном участке разлома Беринга. Это согласуется с моделью [64]. В целом, данные о смещениях на пунктах GPS и на отражающих площадках по РСА-интерферометрии согласуются лучше (рисунок 2.8 В). 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  $5.56 * 10^{20} \text{ Н*м}$ , что ближе к оценкам NEIC и GCMТ. Отметим, что наименьшие смещения получены на среднем элементе, где располагалась большая часть афтершоков (события с магнитудой больше 5 показаны пурпурными точками на рисунке 2.8 В).

В работе [64] 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 простирается 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.

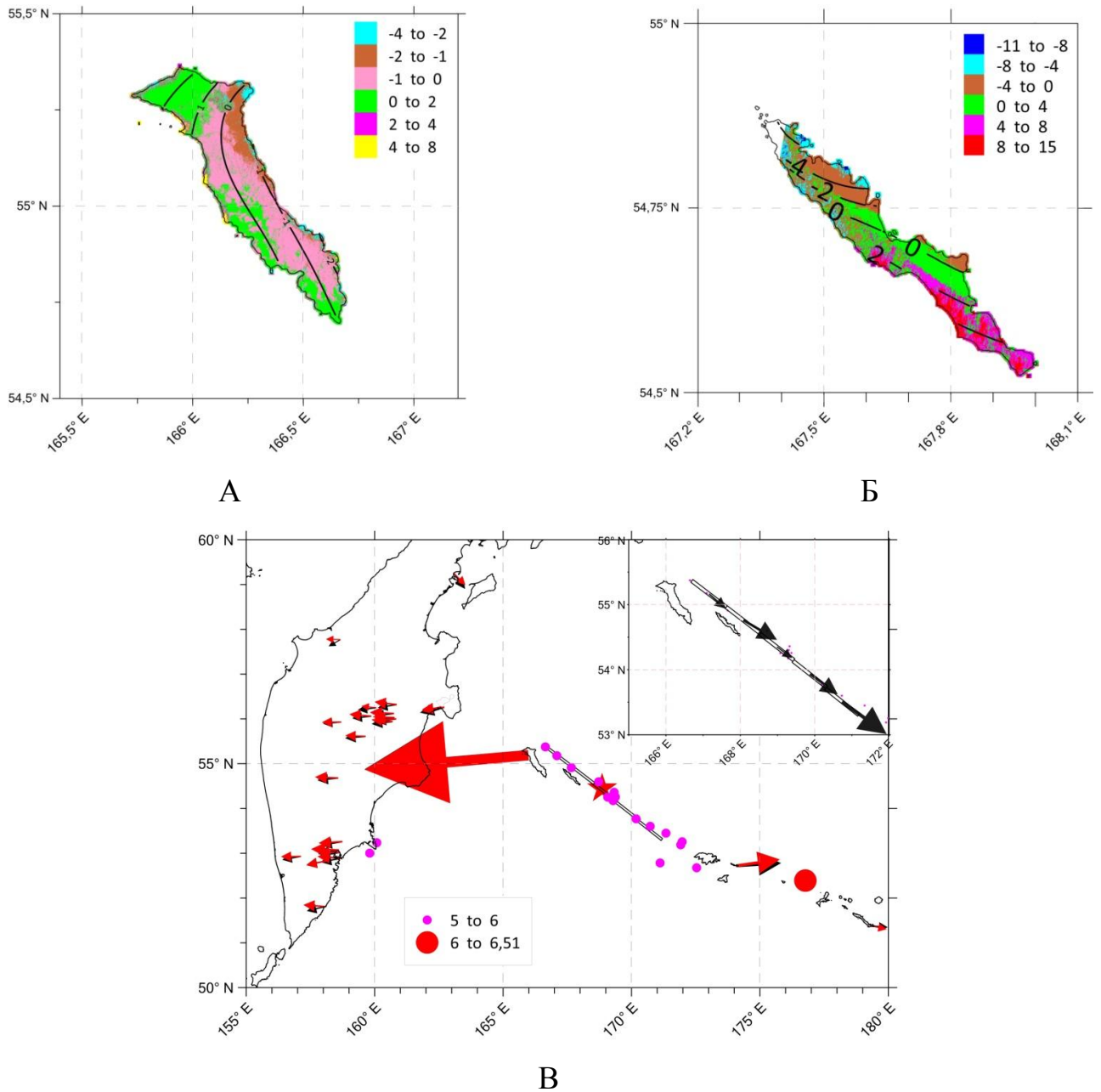


Рисунок 2.8 – Модель очага БАЗ, состоящая из прямоугольного разрыва длиной по простиранию 370 км и разделенного на пять равных элементов по простиранию. А – смещения (в см) в направлении на спутник на о. Беринга. Б – то же на о. Медный. В – сравнение смещений на пунктах GPS (красные стрелки – расчетные, черные – измеренные). На врезке в правом верхнем углу показаны смещения на пяти элементах модели. Обозначения те же, что и на рисунке 2.7



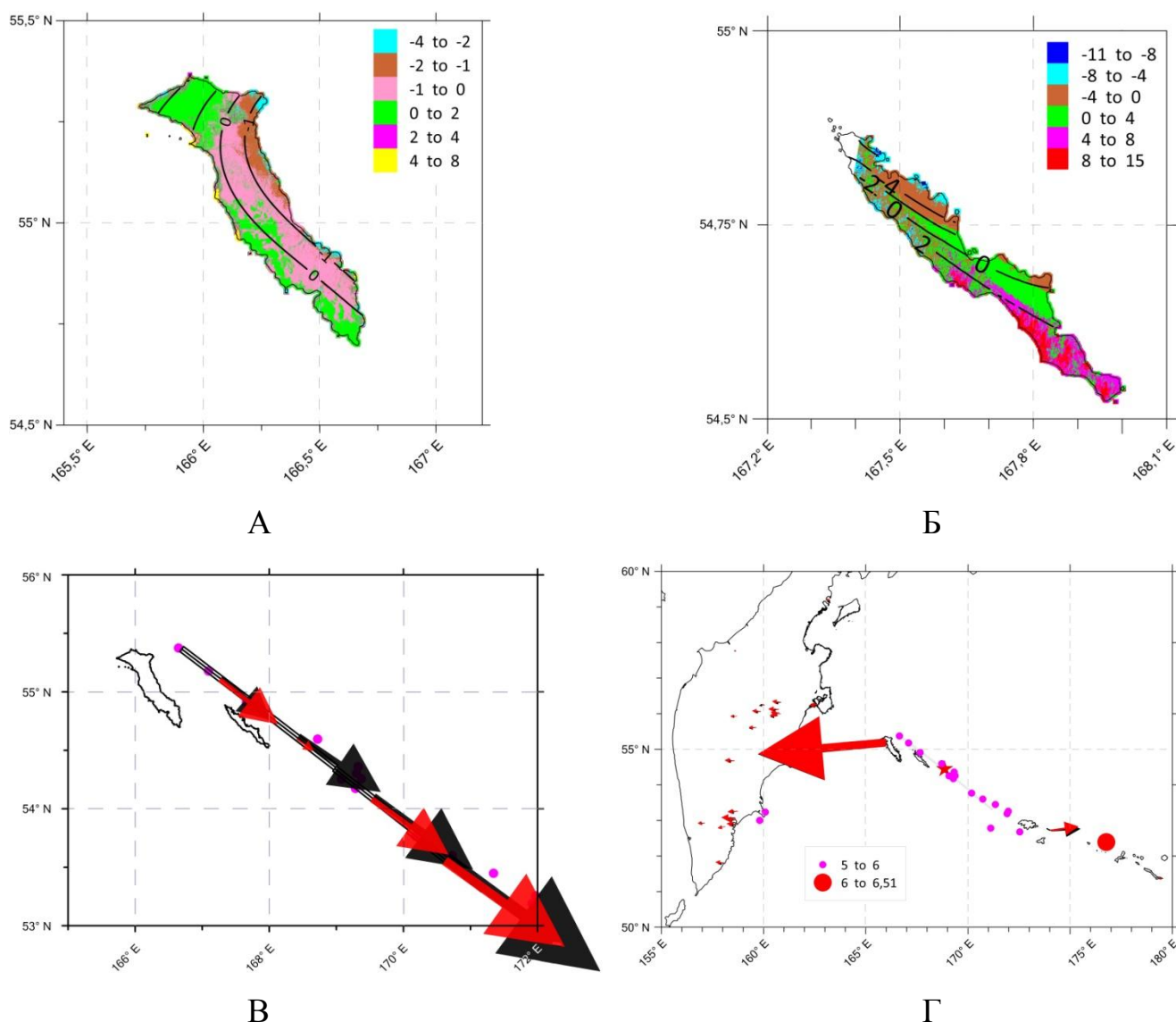


Рисунок 2.9 – Модель очага БАЗ, состоящая из прямоугольного разрыва длиной по простиранию 370 км, разделенного на четыре равных элемента по простиранию и два по падению. А – смещения (в см) в направлении на спутник на о. Беринга. Б – то же на о. Медный. В – модель поверхности разрыва. Красные стрелки – 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 рисунках 2.7 – 2.8

Для исследования вопроса о распределении смещения с глубиной, прямоугольная область, аппроксимирующая поверхность разрыва, была разделена нами на 8 элементов: четыре по простиранию и два по падению. Результаты моделирования представлены на рисунке 2.9. 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 (рисунок 2.9 В). 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 систематически 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 (рисунок 2.8). 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.

## Выводы по главе 2

В данной работе модель намеренно существенно не усложнялась, поскольку при увеличении числа элементов, результат начинает сильно зависеть от принятого метода регуляризации и выбранных весов в функционале (2.5). При числе элементов до 8-10 задача сохраняет устойчивость, существенной регуляризации не требуется. Следует 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 проявления реальных сейсмических событий, 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.

Модели, построенные только по данным GPS, и модели, основанные на данных GPS и РСА-интерферометрии, хорошо согласуются. Это подтверждает качество оценки полей смещений по данным спутниковой интерферометрии,

несмотря на сложные условия небольших океанических островов. Даже простая модель, состоящая из одного прямоугольного элемента, обеспечивает приемлемое приближение к реальным данным.

Данные РСА-интерферометрии не подтверждают гипотезу о том, что разрыв состоял из нескольких участков. 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.

Наименьшие значения смещений в моделях из 5 и 8 элементов получены в центральной части разлома Беринга, там, где зарегистрировано плотное облако афтершоков. Это, возможно, указывает на заполнение дефицита смещений на постсейсмическом этапе.

Расхождение моделей, построенных на основе различных данных, может быть связано со следующим обстоятельством: изучение очага землетрясения по сейсмологическим данным позволяет судить о процессе разрыва длительностью в первые минуты, причем каждая последующая подвижка оценивается как индивидуальное сейсмическое событие, в то время как оценки смещений земной поверхности, полученные по данным ГНСС и РСА-интерферометрии, характеризуют смещения, происходящие, в том числе, и в асейсмическом режиме. Используемые нами радиолокационные снимки включали не только главное событие, но и его форшоки, магнитудой до 6.3, а также значительную часть афтершоков, магнитудой до 5.6. 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.

Представленные в данной главе результаты опубликованы в статье В.О. Михайлова, В.А. Тимофеевой и др. [13].

### **3 Построение модели поверхности разрыва Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017 по данным РСА-интерферометрии**

29 марта 2017 года в 04:09:24 по Гринвичу (16:09:24 по местному времени) в западной части Берингова моря произошло землетрясение, магнитуда которого составила  $M_w = 6.6^8$ . Несмотря на силу землетрясения, на побережье Камчатского края волны цунами не наблюдались. Данные о параметрах землетрясения в различных мировых обрабатывающих центрах разнятся. По сведениям NEIC эпицентр землетрясения расположен в 81 км от пос. Усть-Камчатск ( $56.940^\circ\text{N}$   $162.786^\circ\text{E}$ ), глубина составила 17 км. В Глобальном каталоге GCMТ указаны иные координаты эпицентра –  $57.00^\circ\text{N}$   $163.15^\circ\text{E}$ , глубина центроида 17 км. Согласно данным КФ ФИЦ ЕГС РАН [35], гипоцентр землетрясения находился примерно в 90 км к северо-востоку от Усть-Камчатска на глубине  $\sim 43$  км и имел координаты  $57.0^\circ\text{N}$   $163.2^\circ\text{E}$ , т.е. эпицентральная область, очерченная афтершоками, располагалась в южной части залива Озерной, исходя из чего это сейсмическое событие и было названо Южно-Озерновским землетрясением (ЮОЗ).

Определение косейсмических смещений ЮОЗ по данным стационарных пунктов ГНСС оказалось невозможным. В силу удаленности ближайших пунктов от эпицентра события, смещения на них оказались на уровне шумов. В силу относительно небольшой магнитуды землетрясения построить модель поверхности разрыва по волновым формам сейсмических записей также не удалось. Поэтому применение данных спутниковых миссий и методики DInSAR для снимков, полученных с помощью РСА, стало практически единственной возможностью определить смещения земной поверхности и построить модель поверхности сейсмического разрыва. Также поля смещений земной поверхности могут быть применены для уточнения расположения гипоцентра землетрясения.

---

<sup>8</sup> <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20008vhl/executive>

В процессе анализа было построено и обработано 50 интерферометрических пар: по снимкам спутниковой миссии Sentinel-1A с нисходящей орбиты 89-го трека, а также по снимкам миссии ALOS-2 с нисходящей орбиты 9-го трека и восходящей орбиты 108 трека. Снимки по возможности отбирались за летний период, чтобы устранить влияние снежного покрова. В данной главе представлены поля смещений земной поверхности вследствие ЮОЗ, полученные по парам снимков спутников Sentinel-1A и ALOS-2, проанализирована согласованность этих полей, построена новая модель поверхности разрыва и дано обсуждение полученных результатов.

### 3.1 Историческая сейсмичность региона

Курило-Камчатская зона субдукции является одним из самых сейсмически активных регионов мира. Процесс погружения Тихоокеанской плиты в Курило-Камчатской зоне субдукции сопровождается сильными землетрясениями, очаговые зоны которых располагаются в земной коре и верхней мантии вплоть до глубин в 600 км. Граница между плитой Берингия [2], выделяемой в пределах Северо-Американской плиты, и Тихоокеанской плитой в западной части Алеутской дуги является трансформной границей плит. Здесь землетрясения происходят как вдоль Алеутского желоба, так и в его тылу, в Беринговом море. В этом регионе довольно часто происходят сильные (с  $M_w \geq 6.5$ ) и очень сильные (с  $M_w \geq 8$ ) сейсмические события. За некоторыми очень сильными землетрясениями с меганадвигами следовали разрушительные цунами, как, например, после землетрясения возле о. Хоккайдо (25.09.2003,  $M_w = 8.2$ , глубина 27 км), близ о. Итуруп (07.11.1958,  $M_w = 8.3$ , глубина 35 км и 13.10.1963,  $M_w = 8.5$ , глубина 35 км), на полуострове Камчатка (03.02.1923,  $M_w = 8.4$ , глубина 15 км). Сильнейшим за XX столетие землетрясением с меганадвигом в районе Курило-Камчатской зоны субдукции стало событие, произошедшее 4 ноября 1952 года в 89 км юго-восточнее Петропавловск-Камчатского ( $M_w = 9.0$ , глубина 21.6 км). На текущий момент оно является пятым по величине инструментально зарегистрированным

землетрясением в мире. За ним последовало разрушительное цунами с высотой заплеска до 12 м вдоль побережья Парамушира, причинившее значительный ущерб городу Северо-Курильск. Следует отметить, что большинство крупных землетрясений вдоль Курило-Камчатской дуги происходят на малых или средних глубинах, но случаются также и события на глубинах более 300 км. Самым значимым из таких глубокофокусных землетрясений стало событие 24 мая 2013 года под Охотским морем ( $M_w = 8.3$ , глубина 598.1 км), которое было связано с погружающейся Тихоокеанской плитой. Сотрясения от этого сейсмического события ощущались даже в Москве, т.е. на расстоянии почти 6.5 тыс.км.

Однако в тылу Алеутской островной дуги, в изучаемом нами районе залива Озерной в западной части Берингова моря у северо-восточного побережья Камчатки, с начала XX века зафиксировано лишь четыре сильных землетрясения (рисунок 3.1).

Первое из них произошло 15 апреля 1945 года ( $M_w = 7.1$ , глубина 35 км). Сотрясения от этого события ощущались в Усть-Камчатском, примерно в 150 км юго-западнее от эпицентра землетрясения [18, 25]. Буквально через полгода, 25 октября 1945 года, в 114 км северо-восточнее Усть-Камчатска произошло еще одно землетрясение ( $M_w = 6.5$ , глубина 15 км), в каталоге также отмечено, что его проявления зафиксированы на мысе Африка [1, 25], самой восточной точке полуострова Камчатка. Оба эти землетрясения произошли в ранний инструментальный период наблюдений, поэтому информации о них довольно мало.

Самое сильное землетрясение, зарегистрированное в районе залива Озерной, произошло 23 ноября 1969 года ( $M_w = 7.4$ , глубина 35 км). Оно вызвало сильные сотрясения на побережье и волны цунами высотой до 10-15 м [29]. Озерновским землетрясением завершилось сейсмическое затишье на Камчатке с 1961 г., в течение которого не было сильных землетрясений. Причем в этой зоне, согласно действовавшим на тот момент картам сейсморайонирования, таких сильных землетрясений не ожидалось. Также стало неожиданным высокое

цунами в Беринговом море, поскольку этот район считался безопасным по картам районирования цунамиопасности [4].

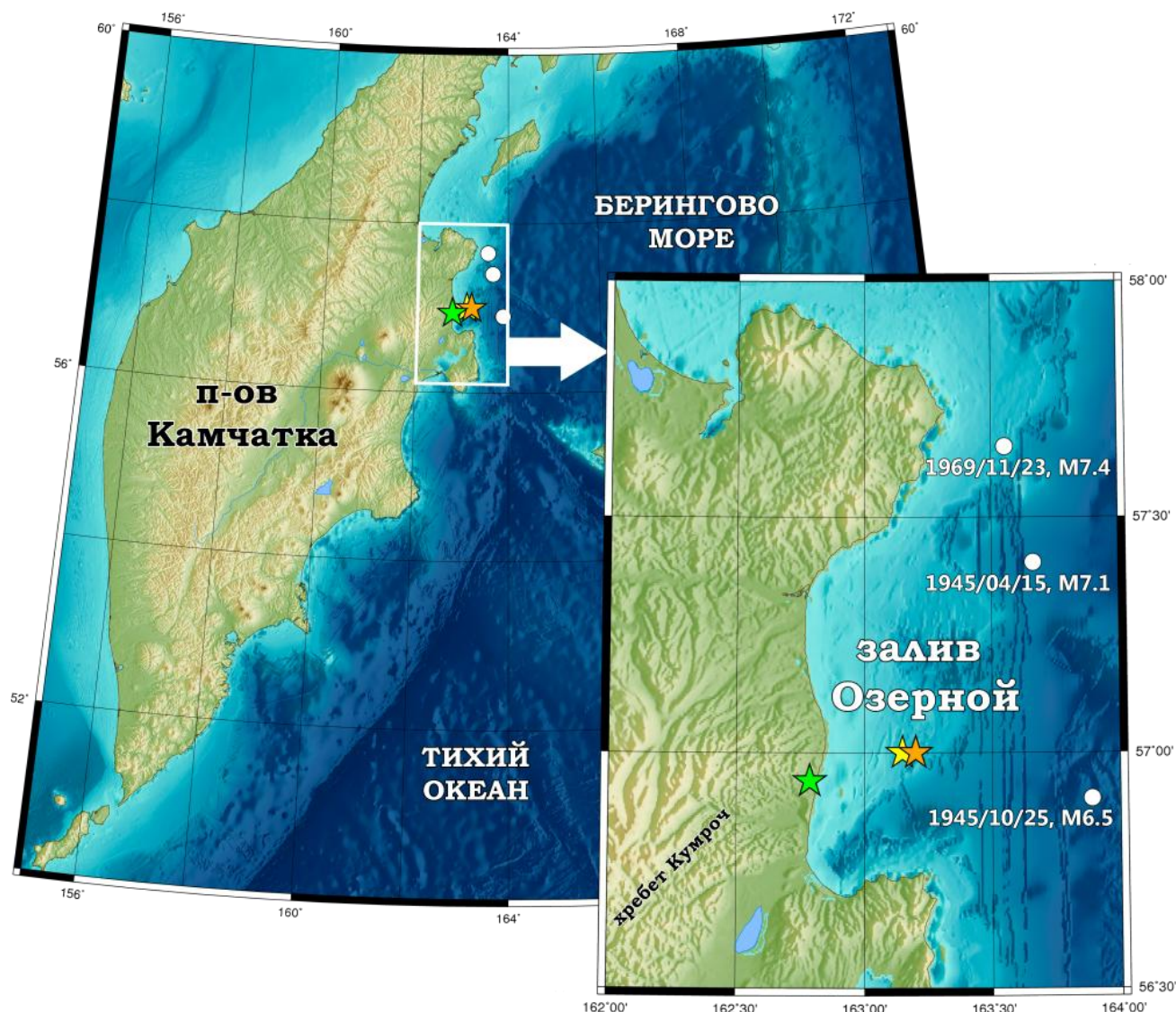


Рисунок 3.1<sup>9</sup> – Эпицентры сильных землетрясений ( $M_w \geq 6.5$ ) в районе залива Озерной, п-ов Камчатка. Зеленая звезда – эпицентр ЮОЗ по данным NEIC, желтая – по данным GCMT, оранжевая – по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН

Район очаговой области Озерновского землетрясения 1969 года расположен в Тихоокеанском подвижном поясе, на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Ее протяженность составляет около 100 км на основе оценки протяженности зон афтершоков за первые 32 часа после события [19, 49]. Стокилометровый разрыв ориентирован вдоль континентального склона впадины Берингова моря,

<sup>9</sup> Здесь и далее в главе 3 карты построены с использованием программного комплекса GMT [101]. Для построения рельефа использовались данные GEBCO [98].

плоскость подвижки почти вертикальная. Механизм очага Озерновского землетрясения определен как почти чистый левый сдвиг [29]. В интервале 32 часов – 6 суток после главного толчка афтершоки начали мигрировать на север очаговой зоны, в течение последующего месяца афтершоки продолжили растягиваться на север вдоль континентального склона. Одновременно возникло скопление афтершоков вдоль горного хребта Кумроч, лежащего параллельно очаговой зоны Озерновского землетрясения примерно в 50 км западнее ее оси. 23 декабря 1969 года в южной части очаговой зоны произошел самый сильный афтершок ( $M_w = 5.9$ , глубина 30 км), который в основном завершил афтершоковую серию.

Из-за малой населенности побережья проявления, вызванные Озерновским землетрясением, отмечены лишь в нескольких населенных пунктах. В частности, на мысе Озерном землетрясение ощущалось как два сильных толчка с интервалом в 1.5-2 мин, сопровождавшихся сильными плавными колебаниями, людям было трудно стоять на ногах, дом гидрометеостанции покачивало в направлении северо-востока – юго-запада, слышался грохот, как от прибоя. В пос. Усть-Камчатск многие люди выбегали из домов, открывались двери, сдвигалась мебель, слышался треск льда на р. Камчатке, сильно раскачивался подъемный кран и грузовые автомашины. В устье р. Ольховая через 15-20 мин. после землетрясения наблюдался подход двух волн высотой около 10 м. На участке побережья между мысом Озерной и устьем р. Ольховая после цунами была выброшена морская капуста на расстояние до 50-70 м от прибойной полосы на высоту до 8 м. На самом мысе Озерной высота заплеска цунами была ниже – около 5 м. В пос. Козыревск землетрясение ощущалось большинством жителей в домах и некоторыми на улицах, в некоторых местах оборваны провода, лед на р. Камчатке треснул и частично раскололся, вода в протоке помутнела. На мысе Африка землетрясение совпало по времени с 10-балльным штормом, ощущались плавные колебания. Многими ощущалось землетрясение и в пос. Никольское (о. Беринга), где три волны цунами достигали 1.5-2.5 м.



Сопоставление данных по афтершокам Озерновского землетрясения с данными о предшествующей сейсмичности подтвердило существование в этом районе единой сейсмогенной структуры, продолжающей на север Курило-Камчатскую зону. Направление вспарывания разрыва вдоль сейсмогенной зоны, форшоки и главный толчок у одного конца области очага и концентрация афтершоков у другого ее конца, как отмечается в [29], типично для сильнейших землетрясений Тихоокеанского пояса, и, как правило, очаг следующего такого землетрясения продолжает очаг предыдущего. Также в исследовании [29] сделано предположение, что следующее землетрясение подобной силы в этом районе может охватить континентальный склон Камчатского полуострова и, возможно, более южный район Камчатского залива. Эпицентр ЮОЗ 2017 года, следующего сильного землетрясения в районе залива Озерной, расположился примерно в 94 км юго-западнее эпицентра Озерновского землетрясения 1969 года.

### **3.2 Параметры ЮОЗ по данным сейсмических станций**

По данным Регионального информационно-обрабатывающего центра (РИОЦ) «Петропавловск» ЮОЗ и его афтершоки произошли под акваторией залива Озерной [35], то есть эпицентр землетрясения располагается восточнее, чем показали расчеты USGS и GCMT, использовавших преимущественно удаленные от Камчатки станции. Отмечается, что координаты землетрясений, полученные в РИОЦ «Петропавловск», находятся в согласии со значениями азимутов, рассчитанных независимыми методами, что позволяет рассматривать их в качестве наиболее достоверных.

Также в [35] формально оценена длина очага ЮОЗ равная 25 км, ширина – 17 км. За почти четыре месяца после землетрясения в очаговой области ЮОЗ зарегистрировано 440 афтершоков с энергетическим классом  $K_s$  от 5.8 до 12.5, более 40% из которых произошло за первые сутки после главного толчка. Отмечается, что практически все афтершоки ЮОЗ произошли в пределах южной части облака афтершоков Озерновского землетрясения 1969 года. Ось растяжения

сброшенных напряжений механизма очага субвертикальна, а ось сжатия – субгоризонтальна и ориентирована вдоль направления юго-восток – северо-запад. Тип движения по обеим возможным плоскостям – преимущественно взброс.

Относительно тектонической принадлежности ЮОЗ отмечается, что по своему географическому положению оно может быть отнесено как к области сочленения Курило-Камчатской дуги с Алеутской дугой, так и к Корякскому сейсмическому поясу. В пользу второй гипотезы, то есть к принадлежности ЮОЗ к процессам, порожденным коллизией микроплиты Берингия [2] с Охотоморской плитой, говорит не только географическое положение, но и хорошее соответствие механизмов главного события и его афтершоков всем ранее известным оценкам для землетрясений южной части Корякского пояса.

Оценка смещений на земной поверхности осложняется тем, что в рассматриваемом районе сеть ГНСС (GPS) наблюдений неплотная. Ближайшая станция Крутоберегово находится в 87 км от эпицентра землетрясения, полигон Усть-Камчатский – в 91,5 км, станция Ключи (KLUC) – примерно в 166 км, станции Оссора (OSS1) и Тигиль (TIGL) – примерно в 225 и 291,5 км соответственно. По сведениям от КФ ФИЦ ЕГС РАН косейсмические смещения ЮОЗ по временным рядам GPS наблюдений не определялись, рассчитанные ожидаемые модельные смещения составляют доли мм.

### **3.3 Оценка смещений земной поверхности вследствие ЮОЗ по данным РСА-интерферометрии**

В данном исследовании была использована технология дифференциальной РСА-интерферометрии (DInSAR). Для выявления возможных смещений на земной поверхности вследствие землетрясения отобраны снимки спутниковой миссии ESA Sentinel-1A, а также снимки миссии JAXA ALOS-2.

На рисунке 3.2 показана область покрытия снимками спутниковых миссий Sentinel-1A и ALOS-2.

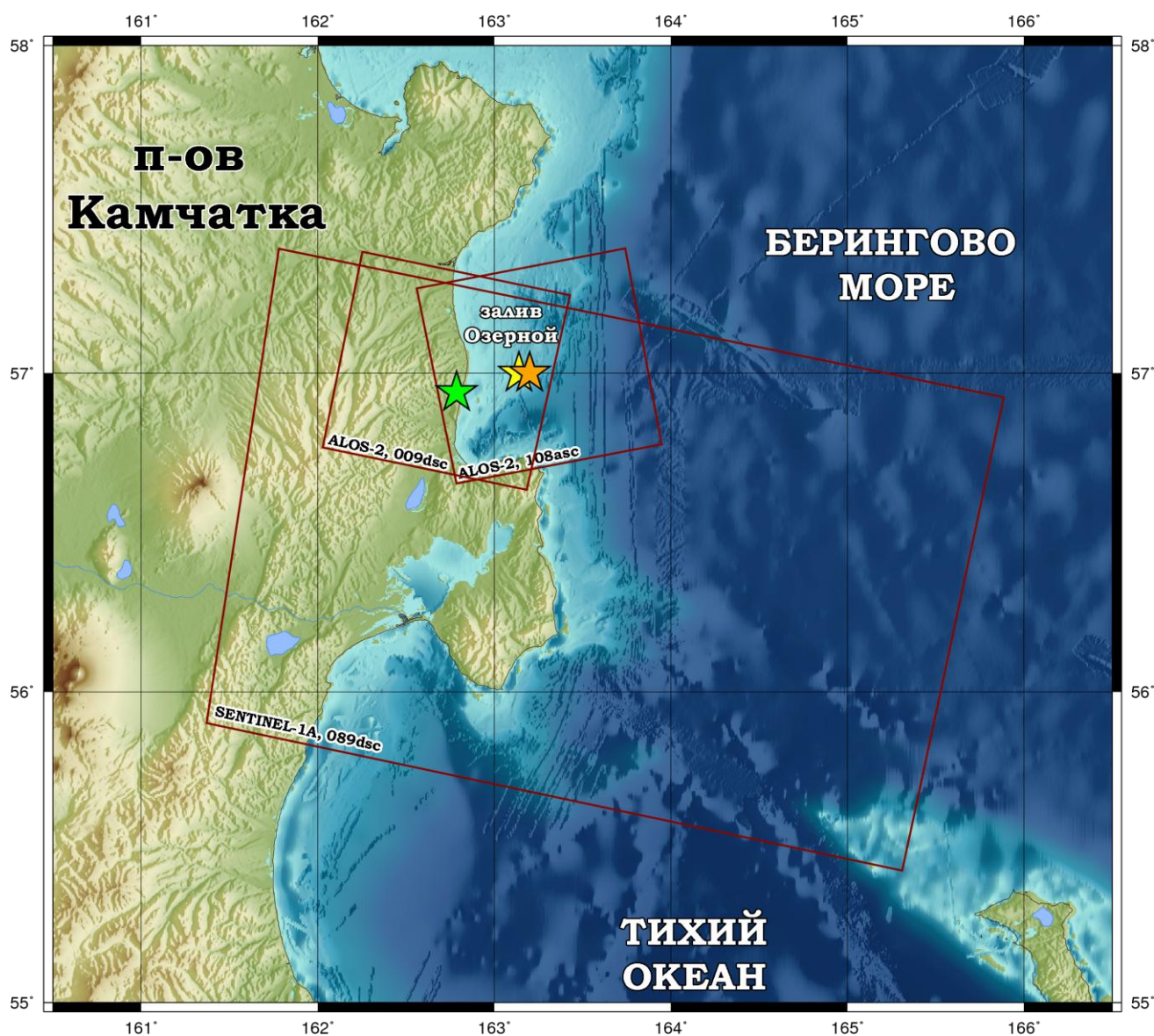


Рисунок 3.2 – Визуализация областей покрытия рассматриваемого региона снимками с 89-го трека нисходящей орбиты спутниковой миссии Sentinel-1A, а также снимками 9-го трека нисходящей орбиты и 108 трека восходящей орбиты спутниковой миссии ALOS-2. Обозначения эпицентров те же, что на рисунке 3.1

При расчетах использовались программные пакеты ENVI SARscape (коммерческий пакет, разработанный L3Harris<sup>10</sup>) и SNAP со встроенным плагином развертки фазы SNAPHU.

<sup>10</sup> <https://www.l3harrisgeospatial.com/Software-Technology/ENVI-SARscape#sarscape>

Были проанализированы все возможные пары изображений, охватывающие исследуемое сейсмическое событие. В таблице 3.1 приведены все проанализированные пары, их характеристики и полученный результат.

Таблица 3.1 – Характеристики построенных для анализа  
интерферометрических пар

Спутник	Трек, орбита	Даты съёмки	Временная базовая линия	Пространственная базовая линия	Комментарий
Sentinel-1A	89, нисходящая	14.06.2016 – 09.06.2017	360 дней	83.11 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 21.06.2017	372 дня	58.62 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 03.07.2017	384 дня	29.9 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 15.07.2017	396 дней	59.58 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 27.07.2017	408 дней	31.93 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 08.08.2017	420 дней	75.59 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 20.08.2017	432 дня	17.6 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 01.09.2017	444 дня	11.46 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		14.06.2016 – 13.09.2017	456 дней	18.18 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 09.06.2017	336 дней	79.92 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 21.06.2017	348 дней	55.4 м	<i>Смещения не выявлены</i>

Спутник	Трек, орбита	Даты съёмки	Временная базовая линия	Пространственная базовая линия	Комментарий
		08.07.2016 – 03.07.2017	360 дней	32.42 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 15.07.2017	372 дня	62.62 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 27.07.2017	384 дня	28.36 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 08.08.2017	396 дней	72.28 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 20.08.2017	408 дней	13.79 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 01.09.2017	420 дней	7.75 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		08.07.2016 – 13.09.2017	432 дня	21.67 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 09.06.2017	312 дней	8.25 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 21.06.2017	324 дня	16.89 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 03.07.2017	336 дней	104.29 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 15.07.2017	348 дней	134.71 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 27.07.2017	360 дней	44.58 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 08.08.2017	372 дня	0.77 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 20.08.2017	384 дня	59.22 м	<i>Смещения не выявлены</i>

Спутник	Трек, орбита	Даты съёмки	Временная базовая линия	Пространственная базовая линия	Комментарий
		01.08.2016 – 01.09.2017	396 дней	64.54 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		01.08.2016 – 13.09.2017	408 дней	93.3 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 09.06.2017	288 дней	137.36 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 21.06.2017	300 дней	112.84	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 03.07.2017	312 дней	26.38 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 15.07.2017	324 дня	5.79 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 27.07.2017	336 дней	85.62 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 08.08.2017	348 дней	129.7 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 20.08.2017	360 дней	70.8 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 01.09.2017	372 дня	65.11 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		25.08.2016 – 13.09.2017	384 дня	36.35 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 09.06.2017	264 дня	44.72 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 21.06.2017	276 дней	20.3 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016– 03.07.2017	288 дней	67.31 м	<i>Смещения не выявлены</i>

Спутник	Трек, орбита	Даты съемки	Временная базовая линия	Пространственная базовая линия	Комментарий
		18.09.2016 – 15.07.2017	300 дней	97.97 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 27.07.2017	312 дней	7.39 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 08.08.2017	324 дня	36.84 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 20.08.2017	336 дней	22.17 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 01.09.2017	348 дней	27.81 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		18.09.2016 – 13.09.2017	360 дней	57.13 м	<i>Смещения не выявлены</i>
		<b>17.03.2017 – 29.03.2017</b>	<b>12 дней</b>	<b>74.79 м</b>	<b><i>Выявлены смещения в направлении на спутник</i></b>
		17.03.2017 – 04.05.2017	48 дней	2.21 м	<i>Смещения не выявлены</i>
ALOS-2	9, нисходящая	<b>02.05.2016 – 01.05.2017</b>	<b>364 дня</b>	<b>158.26 м</b>	<b><i>Выявлены смещения в направлении на спутник</i></b>
		<b>06.03.2017 – 01.05.2017</b>	<b>56 дней</b>	<b>185.99 м</b>	<b><i>Выявлены смещения в направлении на спутник</i></b>
	108, восходящая	<b>30.07.2016 – 29.07.2017</b>	<b>364 дня</b>	<b>169.99 м</b>	<b><i>Выявлены смещения в направлении на спутник</i></b>

По данным со спутника Sentinel-1A единственная интерферограмма, показавшая смещения на земной поверхности, получена по паре снимков, от 17 марта 2017 г. и 29 марта 2017 г. (рисунок 3.3). Все остальные построенные

интерферограммы никаких смещений не показали из-за потери когерентности снимков. Важно отметить, что снимок от 29 марта 2017 г. сделан через 15 часов после землетрясения. Максимальное смещение в проекции LOS составило до 13 см за период 17.03.2017 – 29.03.2017. Близкий результат (15 см) также был получен в работе [97].

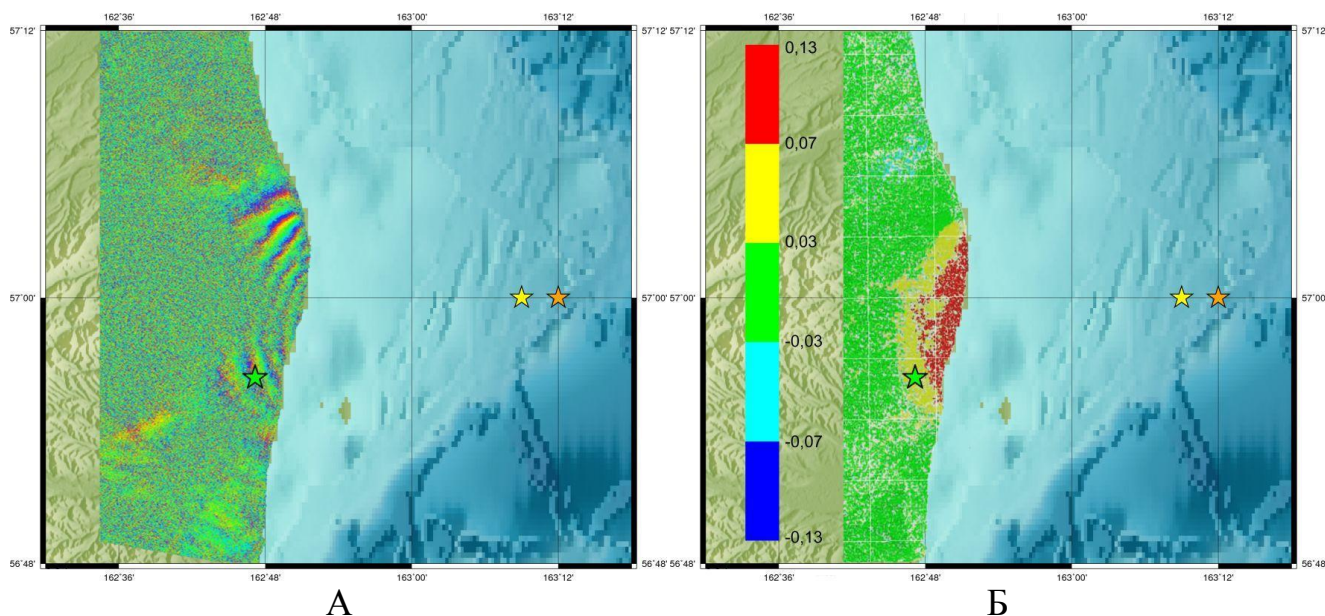


Рисунок 3.3 – Оценка смещений в результате ЮОЗ по паре снимков спутника Sentinel-1A от 17.03.2017 и 29.03.2017 (89 трек нисходящей орбиты): А – дифференциальная интерферограмма (неразвернутая фаза в радианах, интервал изменения от  $-\pi$  до  $\pi$ ), Б – смещение на земной поверхности после развертки фазы (в метрах). Красным и желтым цветом обозначаются положительные смещения (в направлении на спутник), синим и голубым – отрицательные (в направлении от спутника). Обозначения эпицентров те же, что на рисунках 3.1-3.2

Важно отметить, что в рассматриваемой области в марте месяце еще сохранялся значительный снежный покров, не обязательно сухой. Анализ метеорологических сведений на основе дневников погоды, размещенных на портале [www.gismeteo.ru](http://www.gismeteo.ru), для этого района (со станций «Усть-Камчатск», «Ключи» и «Ивашка») за март-апрель 2017 года показал, что в период как минимум за месяц до землетрясения часто наблюдалась дождливо-ветреная погода с температурами воздуха, близкими к  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что вполне могло



способствовать образованию мощного ледяного покрова на побережье залива. В период после землетрясения также несколько раз наблюдалась последовательная смена морозной погоды и оттепели, что могло привести к неоднократному оттаиванию и повторному замерзанию ледяного покрова. Учитывая, что ни одна другая пара РСА-снимков со спутника Sentinel-1A, в том числе летних, не показала смещений земной поверхности, можно предположить, что проявившиеся сразу после сейсмического события смещения затронули ледовый покров или наст внутри снегового слоя и эти смещения были зарегистрированы по паре снимков спутника Sentinel-1A. Погодные условия могли способствовать уничтожению следов таких смещений, детектированных с помощью РСА-интерферометрии. Радиолокационные снимки С-диапазона, выполненные с большим интервалом по времени в условиях Камчатки, часто оказываются некогерентными и не позволяют определить поля смещений. Этим объясняется отсутствие смещений на других парах снимков спутника Sentinel-1.

Для верификации полученных результатов были построены парные интерферограммы для снимков со спутника ALOS-2, который оборудован РСА-датчиком с существенно бóльшей длиной волны. Снимки L-диапазона сохраняют когерентность на длительных интервалах времени. Они менее чувствительны к атмосферным помехам, а также возможным помехам вследствие рыхлого снежного покрова на земной поверхности. Интерферограммы как с нисходящей, так и с восходящей орбит определили смещения в направлении на спутник, причем намного бóльшие по значению, чем по снимкам Sentinel-1A.

Построенная интерферограмма по снимкам с 9 трека нисходящей орбиты спутника ALOS-2 (06.03.2017 – 01.05.2017) показала смещения большие, чем представленные в [97]. Дополнительно нами были отобраны снимки со 108 трека восходящей орбиты (ALOS-2) за летний период (30.07.2016 – 29.07.2017), полученные поля смещений по построенной дифференциальной интерферограмме представляются впервые (рисунок 3.4).

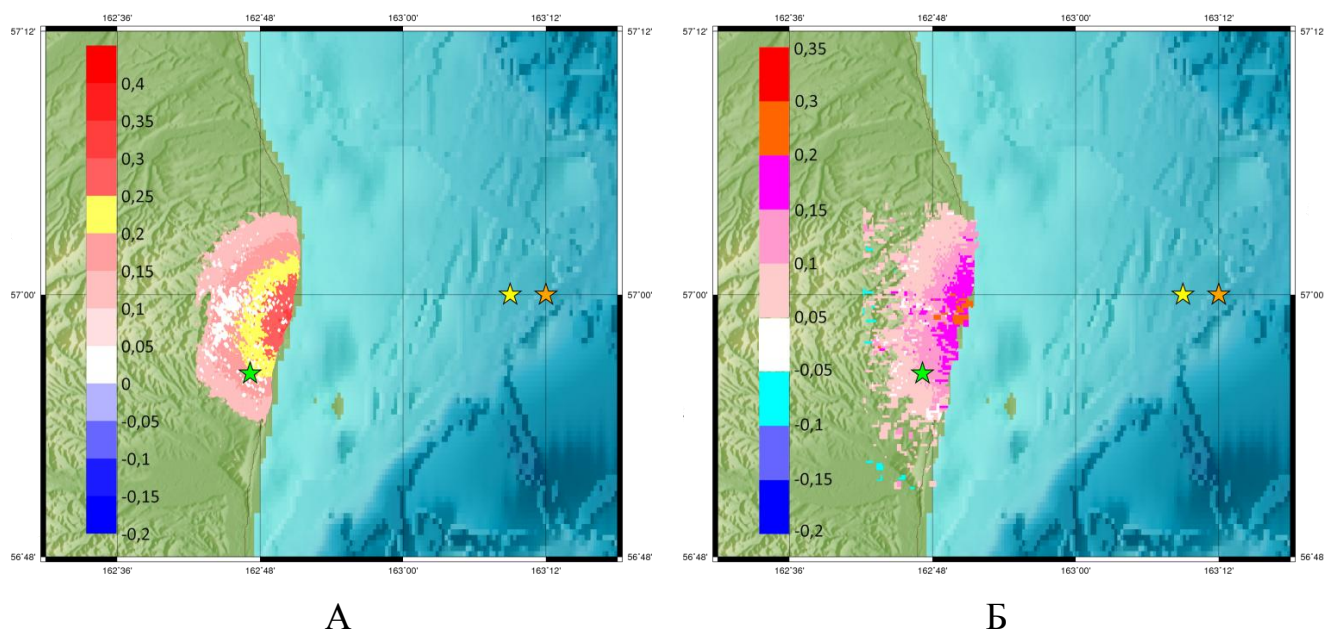


Рисунок 3.4 – Поля смещений по данным ALOS-2 (в метрах): А – по снимкам 108 трека восходящей орбиты, Б – по снимкам 9 трека нисходящей орбиты.

Обозначения эпицентров те же, что на рисунках 3.1-3.3

Максимальное смещение в направлении LOS по снимкам ALOS-2 с нисходящего 9 трека равно 24.7 см, с восходящего 108 трека равно 33.1 см. Расхождения могут быть связаны с тем, что пара снимков с 9 трека захватывает один месяц после землетрясения, а пара со 108 трека – почти четыре месяца, т.е. весь афтершоковый период. Для спутника Sentinel-1A с нисходящего 89 трека смещения существенно меньше, всего 13 см. Учитывая близость геометрии съемки обоих спутников, такого существенного расхождения в значениях быть не должно. На этом основании убеждаемся в предположении о наличии в изучаемом районе мощного и неоднородного слоя снега в большую часть периода съемки, сильно рассеивающего сигнал РСА-датчика Sentinel-1A. Судя по всему, отражения сигнала получены не от земной поверхности, которая, безусловно, сместилась, а представляют собой либо рефракцию в снеговом покрове, либо отражения от прослоев твердого наста, который был нарушен в результате землетрясения. Принимая во внимание то, что многочисленные пары Sentinel-1A не выявили никаких смещений, будем использовать смещения по единственной паре Sentinel-1A (17.03.2017 – 29.03.2017) только для сравнения.

### 3.4 Новая модель поверхности разрыва ЮОЗ на основе данных РСА-интерферометрии

Обратимся к анализу полученных полей смещений на основе модели поверхности сейсмического разрыва. Решение ищем по модели Ф. Поллитца [81, 82], которая построена для радиально расслоенной сферической модели Земли (подробное описание приводилось в разделе 2.3). Само сейсмическое событие будем описывать, аппроксимируя поверхность разрыва набором прямоугольных площадок, и применим аналитическое решение для смещений по падению и простиранию на площадке (прямоугольном разрезе) в упругой среде.

Постановка задачи аналогична рассмотренной в главе 2. Учитывая, что косейсмические смещения ЮОЗ по временным рядам GPS наблюдений в рассматриваемой области не определялись, решение выполнено только по данным РСА-интерферометрии.

Для ЮОЗ получаем следующую форму регуляризирующего функционала обратной задачи в евклидовой метрике  $L_2$  (обозначения те же, что в главе 2):

$$\begin{aligned} & \left\| \sum_{j=1}^N \left( U_{LOS,j} - \sum_{i=1}^K (D_i \cdot u_{i,j}^d + S_i \cdot u_{i,j}^s) \right) - A \right\|_{L_2} + \\ & + \beta \left\| \sum_{i=1}^K (D_i \cos(rake) - S_i \sin(rake)) \right\|_{L_2} + \\ & + \gamma \left( \left\| \sum_{i=1}^K (D_i - \bar{D}) \right\|_{L_2} + \left\| \sum_{i=1}^K (S_i - \bar{S}) \right\|_{L_2} \right) = \min. \end{aligned} \quad (3.1)$$

По данным NEIC параметры нодальных плоскостей следующие (*strike, dip, rake*): (208°, 39°, 92°) и (25°, 51°, 88°); сейсмический момент  $9 * 10^{18}$  Н\*м. В каталоге GCMТ приводятся следующие параметры (*strike, dip, slip*): (217°, 51°, 102°) и (19°, 41°, 76°); сейсмический момент  $10^{19}$  Н\*м.

В решении [97] решение близко к первой нодальной плоскости (угол простирания *strike* 208°/217°), однако выбран очень крутой угол падения *dip* = 72° ,

что является слишком большим значением для надвига и не соответствует данным сейсмологии. В случае надвига угол должен быть более пологим.

Перейдем к результатам моделирования. Рассмотрим вначале простую модель, состоящую из одной плоскости ( $K=1$ ). Положим глубину нижней кромки равной 12.43 км, верхней – 3.8 км (аналогично [97]), угол падения  $51^\circ$  (USGS), координаты центра плоскости ( $56.9654^\circ\text{N}$ ,  $162.9^\circ\text{E}$ ), длину по простиранию 12.9 км, по падению – 9.1 км, угол простирания  $213^\circ$ , т.е. плоскость наклонена на северо-запад. Решение строится под поля смещений, полученные по снимкам с нисходящей и восходящей орбит спутника ALOS-2.

Если не накладывать условие на близость угла подвижки к данным сейсмологии, то получим значения надвиговой (DS) и сдвиговой (SS) компонент равные 1.80 м и -0.02 м соответственно, что характеризует смещения верхней поверхности разрыва (висячего крыла). Отсюда определяем суммарное смещение 1.80 м и угол подвижки *rake*  $90^\circ$ , что близко к данным USGS. Тем самым можно сделать заключение, что механизм очага ЮОЗ представляет собой почти чистый надвиг. Сейсмический момент, определяемый как произведение модуля сдвига на длину по простиранию и длину по падению, а также на значение подвижки, равен  $32 \text{ ГПа} * 12.9 \text{ км} * 9.1 \text{ км} * 1.80 \text{ м} = 6.4 * 10^{18} \text{ Н*м}$ , что близко к значениям NEIC и GCMT. Среднеквадратическая невязка подбора равна 5.2 см. На рисунке 3.5 приведены результаты первой рассмотренной модели.

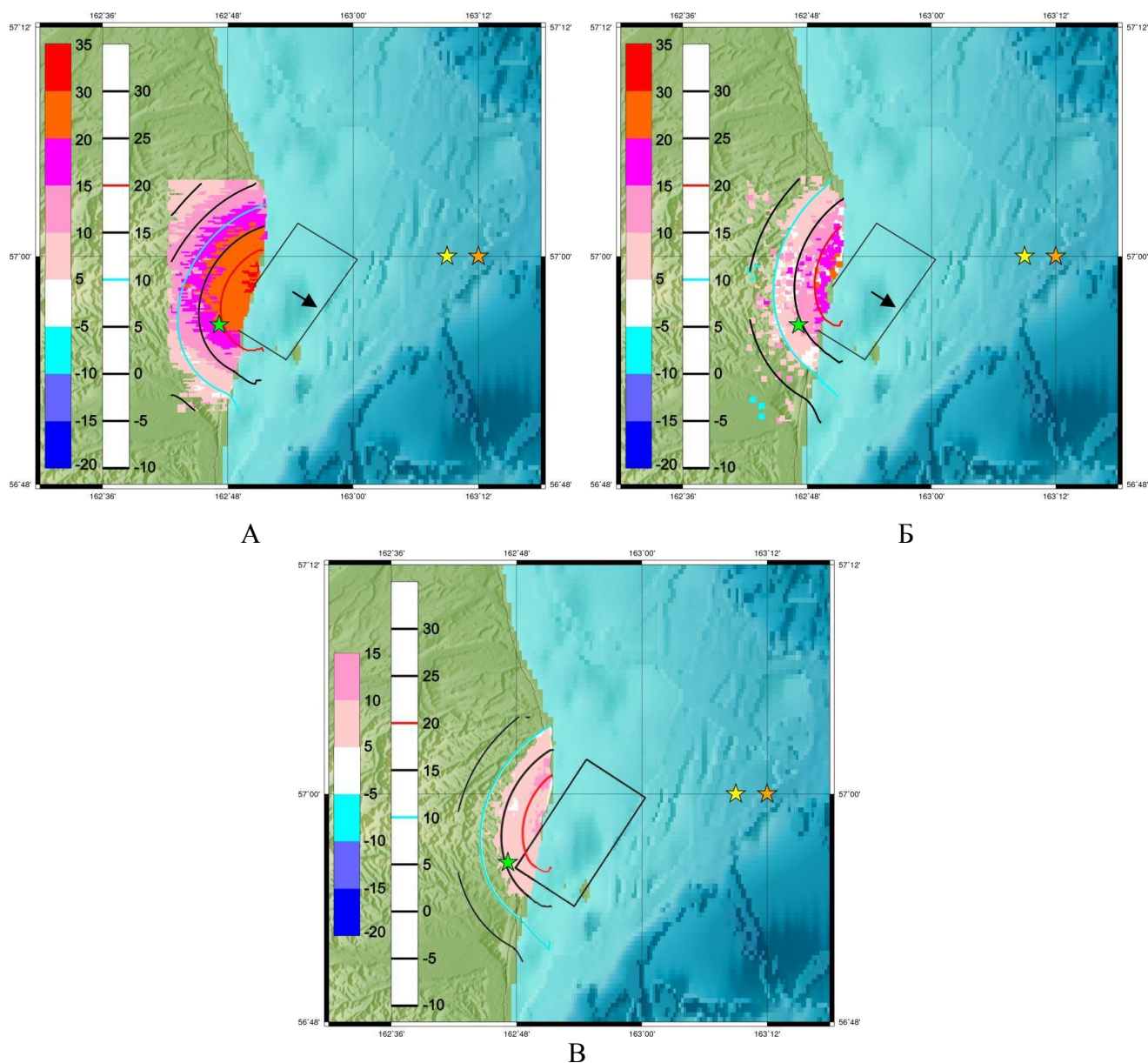


Рисунок 3.5 – Результаты подбора моделью с одной плоскостью и падением на северо-запад. Прямоугольник – проекция плоскости на дневную поверхность, цветная шкала – исходные смещения в направлении LOS, изолинии – поле смещений по модели, также в направлении LOS соответствующего спутника, стрелки – направление смещений на верхней поверхности разрыва. А – сравнение результатов со смещениями на восходящем треке ALOS-2. Б – то же для нисходящего трека ALOS-2. В – сравнение смещений в направлении на Sentinel-1A, рассчитанные по модели одной плоскости. Смещения Sentinel-1A в обратной задаче не использовались. Смещения в см. Обозначения эпицентров те же, что на рисунках 3.1-3.4

В целом точность подбора получилась не очень высокая. Это связано с различием полей смещений с нисходящего и восходящего треков. Несколько меньшие смещения на нисходящем треке могут быть связаны также и с тем, что первый снимок был сделан в марте, при еще мощном снежном покрове. Рассмотрим более детальную модель. Во второй модели берем те же параметры, что и в первой, но разделяем поверхность на 4 равных элемента – два по простиранию и два по падению ( $K=4$ ). Условие на близость угла подвижки к углу по сейсмологии опять не ставится. В таблице 3.2 приведены рассчитанные значения для надвиговой ( $DS_i$ ) и сдвиговой ( $SS_i$ ) компонент, суммарного смещения и угла подвижки  $rake_i$ . Получился довольно большой разброс в угле подвижки, но смещения на верхней части поверхности разрыва (два последних значения) совсем небольшие. Основные смещения получены ближе к берегу. Среднеквадратическая невязка подбора равна 2.3 см. Сейсмический момент равен  $8.7 * 10^{18}$   $H*М$ , т.е. совсем близок к сейсмологическим данным. Результаты по второй модели приведены на рисунке 3.6.

Таблица 3.2 – Рассчитанные по второй модели значения

№ элемента	Надвиговая компонента ( $DS_i$ ), м	Сдвиговая компонента ( $SS_i$ ), м	Суммарное смещение, м	Угол подвижки ( $rake_i$ ), °
1	3.01	1.01	3.17	71.5
2	1.08	-1.91	2.19	150.51
3	0.63	2.93	0.427	12.13
4	0.17	-1.01	-1.261	-170.45

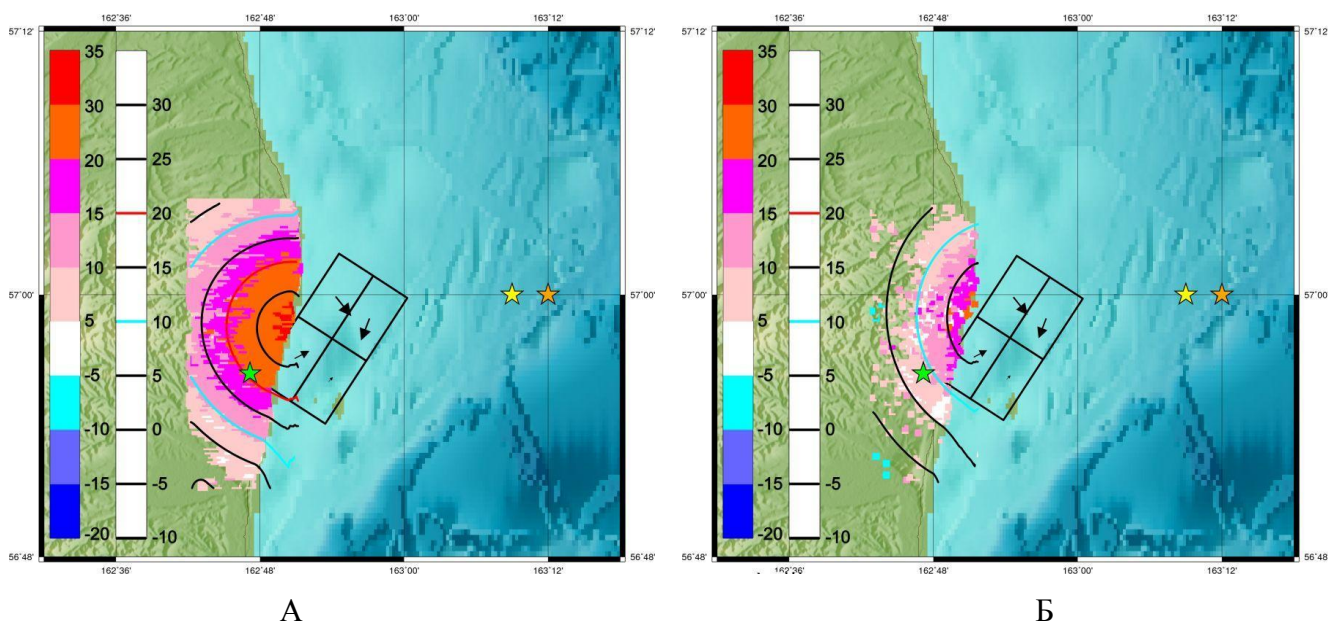


Рисунок 3.6 – Результаты подбора моделью с одной плоскостью, разделенной на 4 равных элемента. Обозначения те же, что и на рисунке 3.5

Вторая модель дает хороший подбор поля смещений (среднеквадратическая невязка 2.3 см), однако имеется сильный разброс в направлении подвижки, что не отвечает физической природе сейсмического процесса. Это указывает на то, что обратная задача с 4-мя элементами (т.е. с 8-ю неизвестными) стала неустойчивой. Поэтому в третьей модели введем условие регуляризации о том, что угол подвижки близок к значению, заданному по сейсмологии (уравнение (3.1)), равному в  $102^\circ$  (первая нодальная плоскость по данным GCMT). Веса регуляризирующих условий  $\beta$  и  $\gamma$  выбирались методом подбора. В таблице 3.3 приведены рассчитанные значения по третьей модели. Направления подвижки на нижних элементах получились близкими к  $90^\circ$ , на верхних элементах смещения близки к нулю. Сейсмический момент равен  $6.6 * 10^{18}$  Н\*м, среднеквадратическая невязка подбора – 2.9 см. Результаты по третьей модели показаны на рисунке 3.7.

Таблица 3.3 – Рассчитанные по третьей модели значения

№ элемента	Надвиговая компонента ( $DS_i$ ), м	Сдвиговая компонента ( $SS_i$ ), м	Суммарное смещение, м	Угол подвижки ( $\text{rake}_i$ ), °
1	4.88	-0.58	4.91	96.8
2	1.52	-0.25	1.54	99.3
3	-0.15	0.84	0.85	-10.1
4	-0.08	0.05	0.09	-58.0

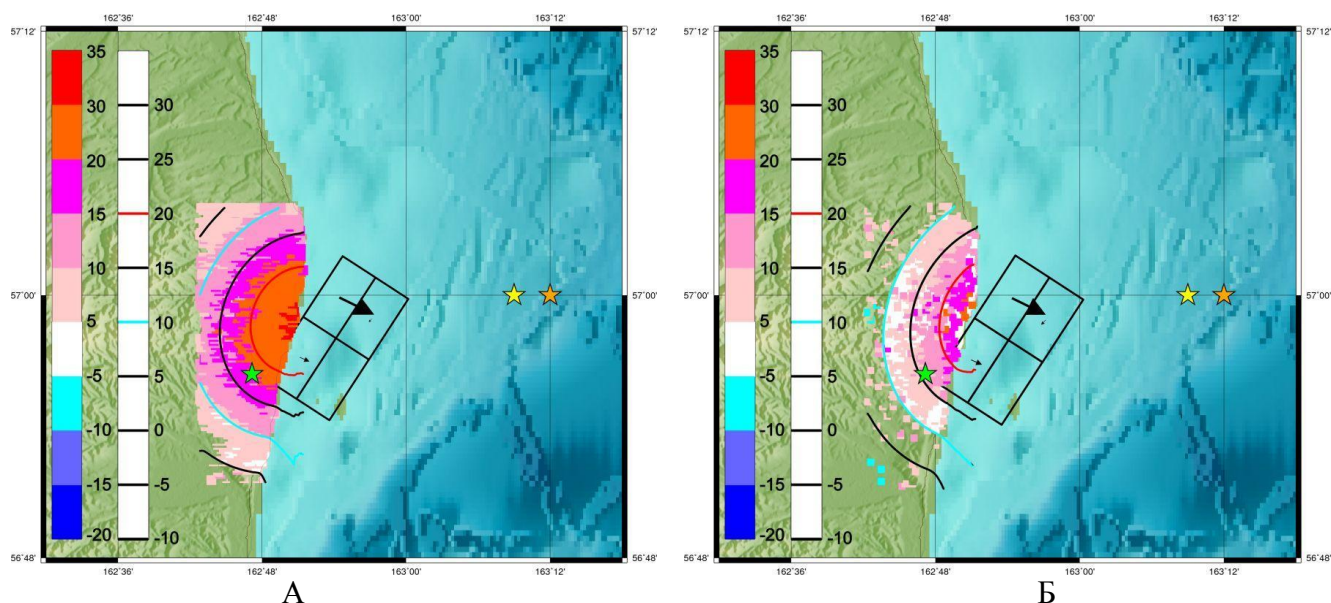


Рисунок 3.7 – Результаты подбора моделью с одной плоскостью, разделенной на 4 равных элемента, и условием, что вектор подвижки близок к GCMТ решению ( $102^\circ$ ). Смещения на верхних (справа) элементах близки к нулю. Обозначения те же, что и на рисунках 3.5-3.6

В четвертой модели также аппроксимируем поверхность разрыва одной прямоугольной областью, разделенной на четыре равных элемента, но предполагаем, что плоскость падает на юго-восток. А именно, берем угол простирания равным  $19^\circ$ , угол подвижки –  $76^\circ$ , угол падения –  $41^\circ$ , что соответствует второй нодальной плоскости согласно каталогу GCMТ. Задача решалась под условием близости угла подвижки к GCMТ решению. В таблице 3.4 приведены соответствующие значения по четвертой модели. Смещения получились в основном в северной части поверхности разрыва, сейсмический



момент равен  $6.6 * 10^{18} \text{ Н*м}$ . Среднеквадратическая невязка подбора получилась равной 3.3 см. Результаты по четвертой модели показаны на рисунке 3.8.

Таблица 3.4 – Рассчитанные по четвертой модели значения

№ элемента	Надвиговая компонента ( $DS_i$ ), м	Сдвиговая компонента ( $SS_i$ ), м	Суммарное смещение, м	Угол подвижки ( $rake_i$ ), °
1	1.32	0.37	1.37	74.3
2	2.60	0.29	2.62	83.6
3	-0.01	-0.96	0.96	-179.4
4	2.46	-0.33	2.48	97.6

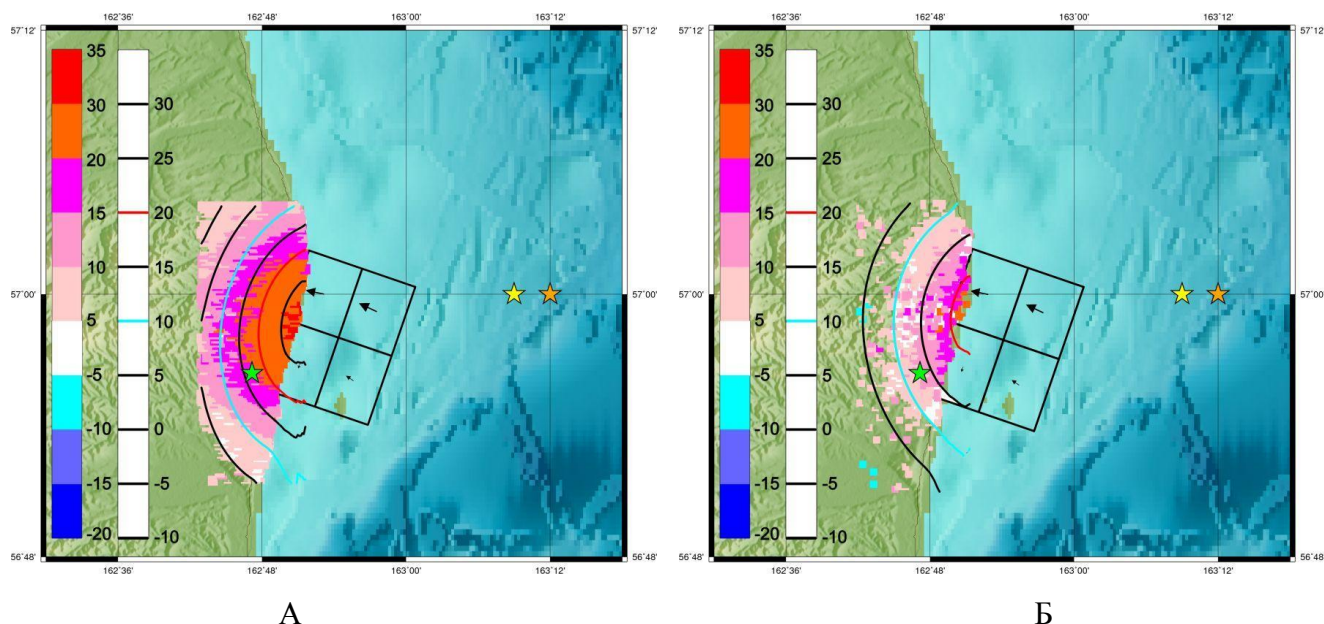


Рисунок 3.8 – Результаты подбора моделью с одной плоскостью, разделенной на 4 равных элемента, с падением на юго-восток. Обозначения те же, что и на рисунках 3.5-3.7

Невязка по четвертой модели с падением поверхности разрыва на юго-восток несколько больше, и изолинии поля смещений получились вытянутыми в направлении север-юг. Изолинии теоретического поля смещений для третьей модели с падением поверхности на северо-запад более вогнутые и лучше следуют за морфологией поля смещений по спутниковым данным. Поэтому третья модель представляется более предпочтительной.

### Выводы по главе 3

Для ЮОЗ удалось построить наиболее детальную дифференциальную интерферограмму по снимкам спутника ALOS-2 со 108 трека восходящей орбиты. Эта интерферограмма получена впервые и детально характеризует поле смещений. При этом полученное поле смещений хорошо согласуется с полем, полученным по снимкам ALOS-2 с 9 трека нисходящей орбиты.

Следует отметить, что для исследования использованы, в основном, летние снимки ALOS-2, взят только один снимок за март. Это позволяет быть уверенными в ослаблении влияния снежного покрова на качество интерферограммы. При этом смещения по снимкам ALOS-2 в целом согласуются между собой, что показывает возможность использования с определенной осторожностью «зимних» снимков ALOS-2 для Камчатки.

В то же время, поле смещений, полученное по снимкам спутника Sentinel-1A, имеет в два с лишним раза меньшую амплитуду. Важно, что ни один соседний по времени снимок, а также летние снимки не показали смещений земной поверхности. Средневолновые снимки спутника Sentinel-1A более чувствительны к влиянию снежного покрова и растительности, чем снимки спутника ALOS-2. Основным показателем, контролирующим влияние помех, является когерентность снимков.

Построено четыре модели поверхности разрыва с различными начальными параметрами и условиями регуляризации. Модели с падением на северо-запад и на юго-восток дают оценку сейсмического момента близкую к сейсмологическим данным и с хорошей точностью аппроксимируют измеренные поля смещений. Третья модель с падением на северо-запад несколько лучше приближает спутниковое поле смещений, поэтому модель с углом простирания  $213^\circ$  и углом падения  $51^\circ$  представляется наиболее предпочтительной. Для всех моделей угол падения поверхности разрыва находится в интервале  $41-51^\circ$ , что существенно отличается от крутого падения ( $72^\circ$ ) в модели [97].

Кроме того, проанализировано утверждение из [35] о том, что эпицентр ЮОЗ располагался северо-восточнее, чем это представлено в каталоге NEIC. В этом случае аппроксимирующая плоскость должна быть сдвинута на восток, но тогда не удастся удовлетворительно аппроксимировать поле смещений, и существенно возрастают оценки смещений, т.е. не будет совпадения по сейсмическому моменту. Ширина поля смещений также не позволяет сильно сдвигать модель. Отсюда заключаем, что разрыв произошел ближе к берегу, чем предполагается в [35].

Подвижка в очаге по данным моделирования, как и по данным сейсмологии, это пологий ( $41-51^\circ$ ) надвиг с небольшой правосторонней сдвиговой компонентой. Смещения в очагах предыдущих землетрясений, эпицентры которых расположены восточнее, предположительно были почти чистым сдвигом на близвертикальных разрывах. Такое расхождение, возможно, указывает на то, что разрыв ЮОЗ произошел на иной системе разломов, связанной с береговыми горными хребтами.

## **4 Оценка возможности извержения вулкана Большая Удина**

Спустя 5 лет после окончания Трещинного Толбачинского извержения им.50-летия ИВиС (ТТИ-50), начиная с октября 2017 г. стали постоянно регистрироваться относительно слабые землетрясения вблизи потухшего вулкана Большая Удина (Б. Удина), расположенного в 10 км к юго-востоку от вулкана Пл. Толбачик. Максимум тренда энергетического класса  $K_S$  событий наблюдался в конце марта 2018 г., после которого фиксируется уменьшение сейсмической активности и ее завершение к концу августа 2019 г. Такая сейсмическая активизация вызвала большой интерес среди вулканологов и сейсмологов в связи с возможным «пробуждением» Б. Удины. Состав пород Удинских вулканов предполагает формирование их исходной магмы в малоглубинном промежуточном магматическом очаге [9, 27].

В работах [23, 63] эта сейсмическая активизация связывается с внедрением магмы и свидетельствует о возможном возобновлении его вулканической активности. В описываемом здесь исследовании, проведенном совместно с коллегами из КФ ФИЦ ЕГС РАН на основе анализа сейсмических и спутниковых данных предлагается альтернативная модель, в которой отмеченная выше сейсмическая активизация объясняется процессом отступления и погружения магматического расплава от вулкана Б. Удина в очаг, выделенный томографическими методами в районе р.Толуд.

### **4.1 Оценки смещений земной поверхности в районе вулкана по спутниковым данным**

Для проверки предположения об активизации вулкана полагаем, что миграция магматического материала должна сопровождаться деформацией земной поверхности. Поскольку топография поверхности вулканов может меняться под действием многих факторов, желательно оценить размер области смещений в зависимости от глубины магматического очага. Для этого в первом

приближении можно использовать решение задачи о напряжениях и деформациях, возникающих в результате расширения или сжатия малого сферического объема, расположенного в упругом полупространстве, ограниченном свободной поверхностью [73]. Подъем магматического материала с глубины должен вызывать существенное повышение давления в магматической камере и, как следствие, деформацию окружающего ее полупространства и свободной поверхности. Отступление магматического материала на глубину должно вызывать существенно меньшие смещения на земной поверхности, поскольку оно не сопровождается значительным изменением давления в магматической камере. Использовано решение Моги для оценки размера области смещений на земной поверхности в зависимости от глубины магматической камеры. Если известен коэффициент Пуассона, то смещения на поверхности зависят только от глубины камеры (формулы (2) в [42]). Пусть  $d$  – глубина камеры, а коэффициент Пуассона равен 0.25. Тогда расстояние от точки максимума смещений на земной поверхности (она расположена над центром камеры), до точки, где смещения равны половине максимума, равно  $0.77d$ . Расстояние до точки, где смещение составляет 0.2 от максимального значения равно  $1.39d$ . Следовательно, если смещения земной поверхности вызваны изменением давления в магматической камере на глубине 5 км, то ширина области смещений по изолинии 0.5 максимума составит 7.7 км, а по изолинии 0.2 максимума около 14 км.

Для анализа смещений поверхности вулкана за 2017 и 2018 годы были использованы снимки со спутника Sentinel-1A, выполненные с нисходящей орбиты 60 трека. За период с 07.06.2017 по 23.09.2017 в архивах ESA найдено 10 снимков, а за период с 21.05.2018 по 30.09.2018 – 12 снимков.

В данном исследовании применен метод SBAS (усовершенствованный метод DInSAR), который эффективен при анализе смещений устойчиво отражающих площадок на природных объектах. Для этого на первом шаге по парам снимков построены интерферограммы с использованием цифровой модели рельефа – SRTM3v4. Далее выполнялся поиск устойчивых отражателей на

склонах вулкана. Анализ проводился для 2017 г. и 2018 г. отдельно (рисунок 4.1), с использованием программного пакета ENVI SARscape.

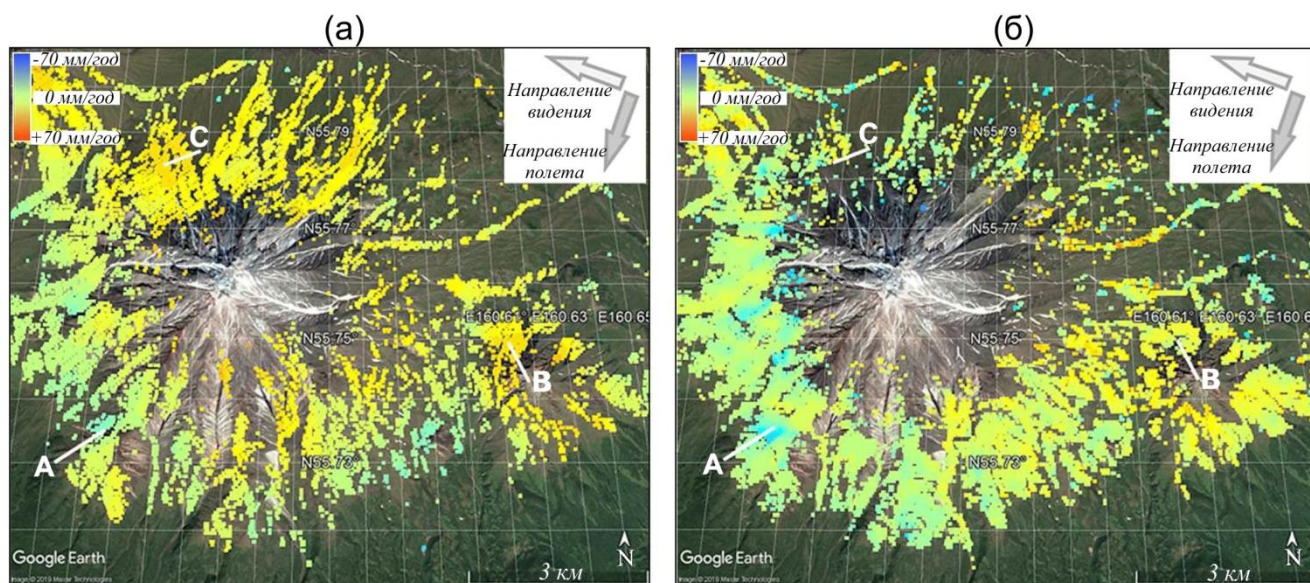


Рисунок 4.1<sup>11</sup> – Положение устойчивых отражателей на склонах вулкана Б. Удина: период съемки 07.06.2017 – 23.09.2017 (а); период съемки 21.05.2018 – 30.09.2018 (б). Цветовая шкала в верхнем левом углу – средние скорости смещений от +70 до -70 мм/год. Устойчивые отражатели синего цвета смещаются в направлении от спутника. Направление полета и направление видения показаны в правом верхнем углу стрелками

По указанным снимкам устойчивые отражатели обнаружены в основном на нижнем ярусе вулкана Б. Удина (рисунок 4.1). Анализ временных серий смещений показал, что характер смещений на юго-западном и восточном склонах практически не изменился – совпадает и расположение областей максимальных смещений, и временные серии для областей А и В на рисунке 4.2. Отмечается небольшое увеличение средних скоростей смещений в 2018 г., но знак смещений не меняется и за период съемки суммарные смещения не превосходят 15-20 мм. На северо-западном склоне средние скорости смещений изменились: в 2017 г. наблюдались небольшие смещения к спутнику, а в 2018 г. скорости смещений близки к нулю (временные серии для области С на рисунке 4.2).

<sup>11</sup> В качестве топографической основы рисунков использован снимок с Интернет-ресурса Google Earth.

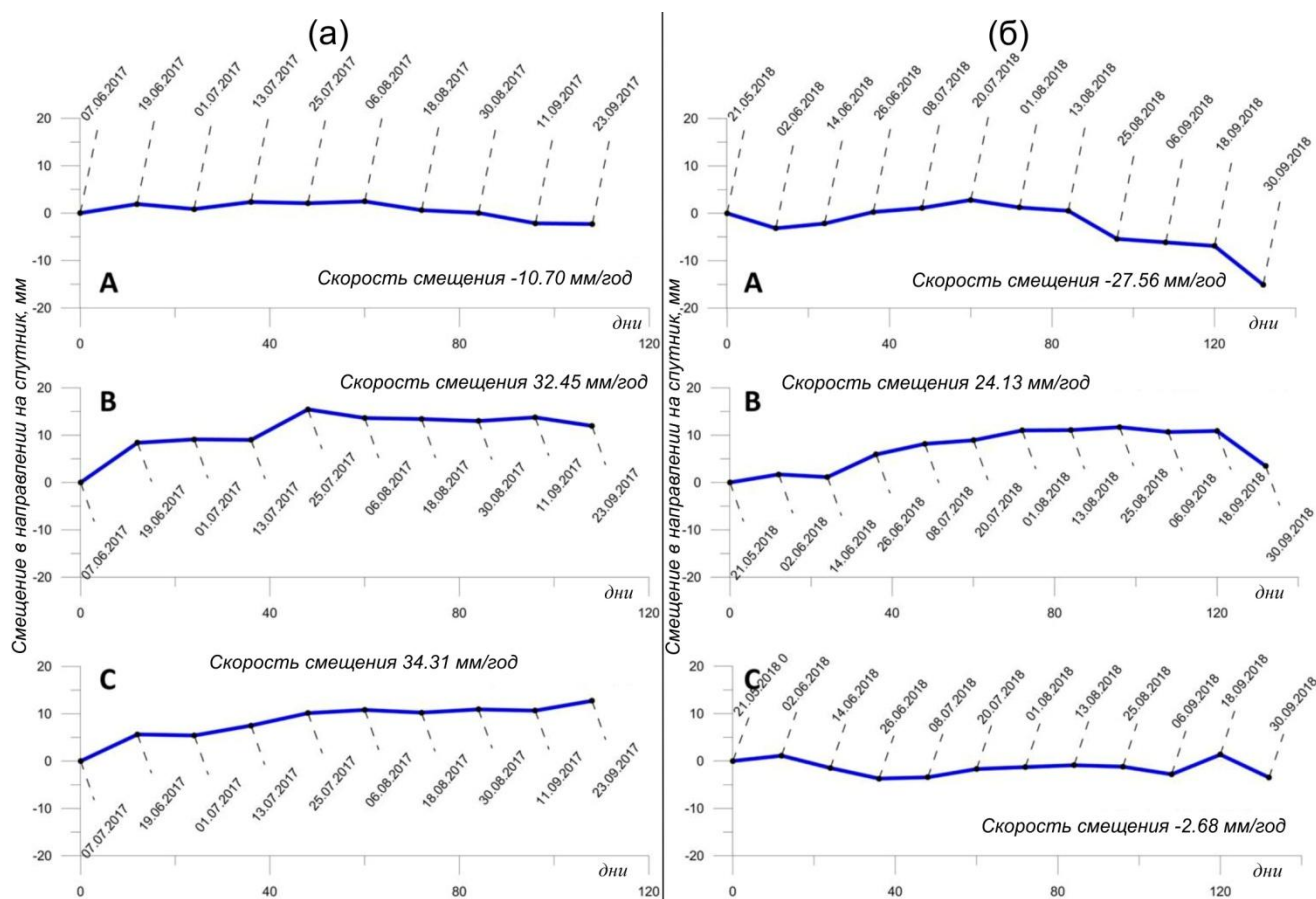


Рисунок 4.2 – Временные серии смещений устойчиво отражающих площадок на склонах вулкана Б. Удина: период съемки 07.06.2017 – 23.09.2017 (а); период съемки 21.05.2018 – 30.09.2018 (б). Положение областей, обозначенных индексами А, В, С, показано на рисунке 4.1. Горизонтальная шкала – время съемки, вертикальная – смещения в направлении на спутник в мм

Полученные результаты показывают, что существенных смещений в периоды спутниковой радарной съемки в 2017 и 2018 годах на склонах вулкана Б. Удина не наблюдалось. Это обычно указывает либо на малую активность глубинных процессов, либо, что более вероятно в данном случае, на то, что вызвавшие повышенную сейсмическую активность процессы, происходили на большой глубине.

Радиолокационную съемку исследуемой области проводил также спутник JAXA ALOS-2. Длинноволновое излучение менее чувствительно к атмосферным помехам, проникает через растительность и не слишком глубокий снег, поэтому эти снимки более предпочтительны при оценке смещений на природных

ландшафтах. В то же время, чем больше длина волны, тем хуже разрешение на местности (больше размер пикселя) и ниже точность оценки смещений. Действительно, одному и тому же фазовому сдвигу на интерферограмме, полученной по снимкам ALOS-2, соответствует в 4 раза большее смещение, чем на интерферограмме, полученной по снимкам спутника Sentinel-1A. Еще раз отметим, что спутник ALOS-2 снимает Камчатку значительно реже. За период 2016 – 2018 годов выполнено 5 снимков, из которых для построения парных интерферограмм удалось использовать три снимка, составившие пары 04 октября 2016 – 13 июня 2017 и 13 июня 2017 – 02 октября 2018 (рисунок 4.3 а, б). Сопоставление результатов, полученных по снимкам различных спутников, с различной длиной волны, с применением различных методов важно для верификации полученных результатов. Смещения за период с октября 2016 по июнь 2017 года не превосходят первые сантиметры, за исключением областей с низкой когерентностью.

Смещения за период с 2016 по 2018 год были весьма незначительными, за исключением узких зон, смещения в которых явно приурочены к локальным формам рельефа. Так, например, смещения в узких зонах в верхней части западного склона вулкана Б. Удина с октября 2016 по июнь 2017 составили 5-8 см в направлении от спутника, а с июня 2017 по октябрь 2018 года смещения амплитудой до 10 см произошли в обратном направлении – к спутнику. Обнаруженные деформации, скорее всего, связаны с поверхностными процессами и динамикой снегового покрова. Согласно приведенным выше оценкам области смещений при активизации магматического очага на глубине 5 км должны иметь линейные размеры на земной поверхности около 10-15 км, что соответствует 0.1-0.15 градусам по широте (2-3 клетки географической сетки на рисунке 4.3 а, б). Таких областей смещений на интерферограммах не обнаружено.



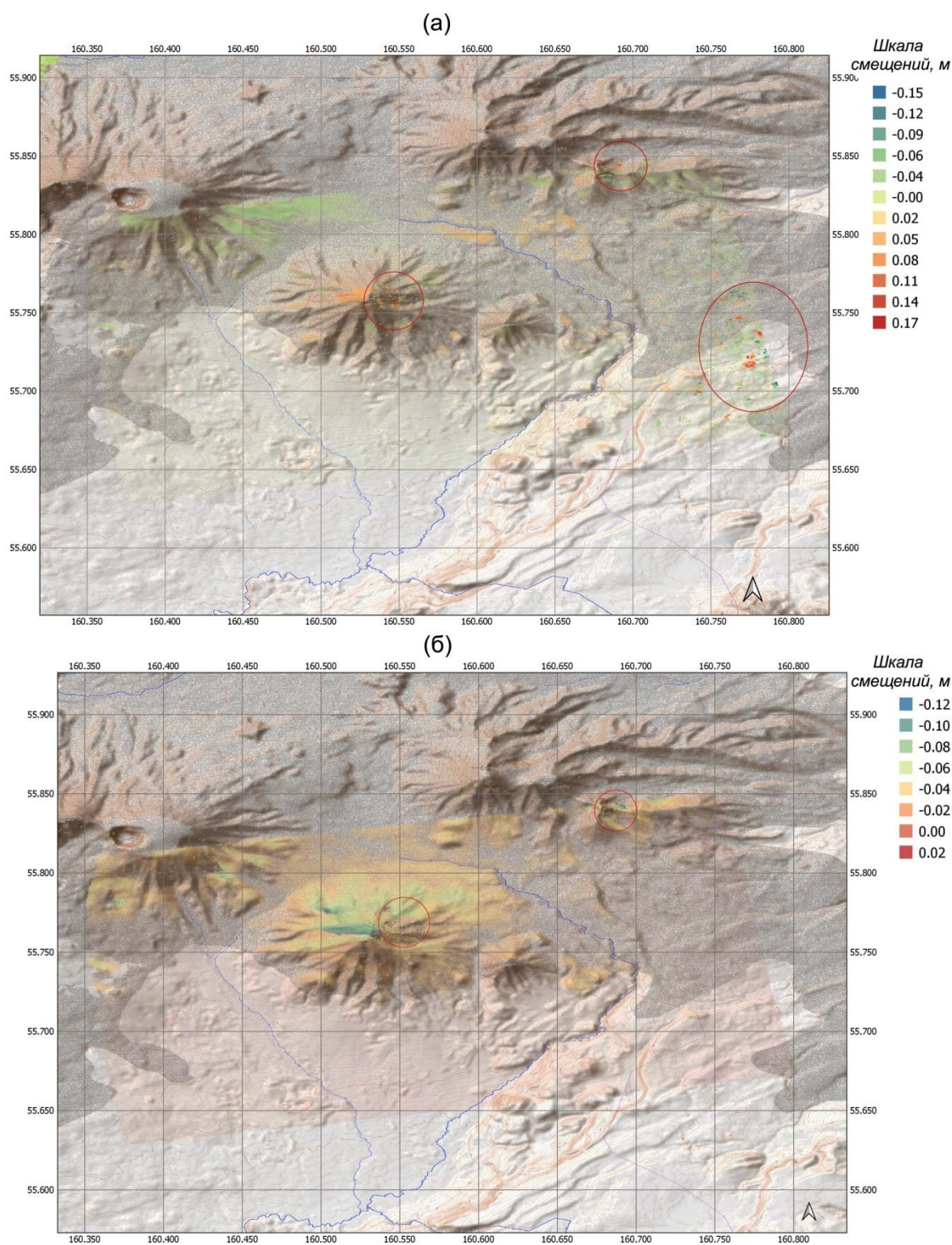


Рисунок 4.3 – Поля смещений (метры), полученные по парным интерферограммам, построенным по снимкам спутника ALOS-2 PALSAR-2 за периоды а) 04.10.2016 - 13.06.2017 и б) 13.06.2017 – 02.10.2018. Внутри красных контуров находятся области с низкой ( $< 0.35$ ) когерентностью, оценки смещений в которых не надежны. Отрицательные значения – смещения от спутника, положительные – к спутнику

## 4.2 Сейсмологические наблюдения

Параллельно с описанными исследованиями спутниковых данных, коллегами из КФ ФИЦ ЕГС РАН был выполнен анализ данных постоянных сейсмических станций. Он показал, что с октября 2017 г. по август 2019 г. центр сейсмической энергии (ЦСЭ), характеризующий положение области, где происходят основные сейсмические события, систематически смещался от вулкана Б. Удина на юг.

На рисунке 4.4 а представлена карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных в исследуемом районе сетью постоянно действующих сейсмических станций КФ ФИЦ ЕГС РАН [33, 34], за период с 01.01.2000 по 21.08.2019. На рисунке 4.4 б приведена проекция гипоцентров землетрясений на вертикальный разрез 1-2, показанный на рисунке 4.4 а. Для проведения анализа сейсмических данных район исследований был разбит на шесть одинаковых по размеру квадратов со стороной  $\sim 11$  км. Границы квадратов были выбраны так, чтобы вулканы находились примерно в центре квадратов, а границы проходили по центру между вулканами. Для выделенных квадратов были сделаны выборки землетрясений с глубиной от поверхности Земли до 40 км, для каждой выборки был посчитан суточный ЦСЭ – одно эквивалентное землетрясение с координатами очага, вычисленными как среднеарифметическое значение координат землетрясений, зарегистрированных за выбранные сутки с весом, пропорциональным энергии события. Энергия этого эквивалентного землетрясения равна сумме энергий выбранных событий, а энергетический класс  $K_S$  [30] равен десятичному логарифму суммарной энергии.

Чтобы проверить полученные оценки изменения глубины ЦСЭ и его миграцию в плане, для всех событий, произошедших в квадратах Г и Е (рисунок 4.4) с 01.10.2017 г. по 21.08.2019 г. рассчитаны параметры ЦСЭ, с суммированием не по суткам, а по месяцам. На помесечных графиках (рисунок 4.5) четко выделяются линейные тренды изменения вдоль широты на  $\sim 4$  км с севера

(55.740°) на юг (55.705°), вдоль долготы также примерно на 4 км с востока (160.555°) на запад (160.474°), и по глубине с 5 до 15 км.

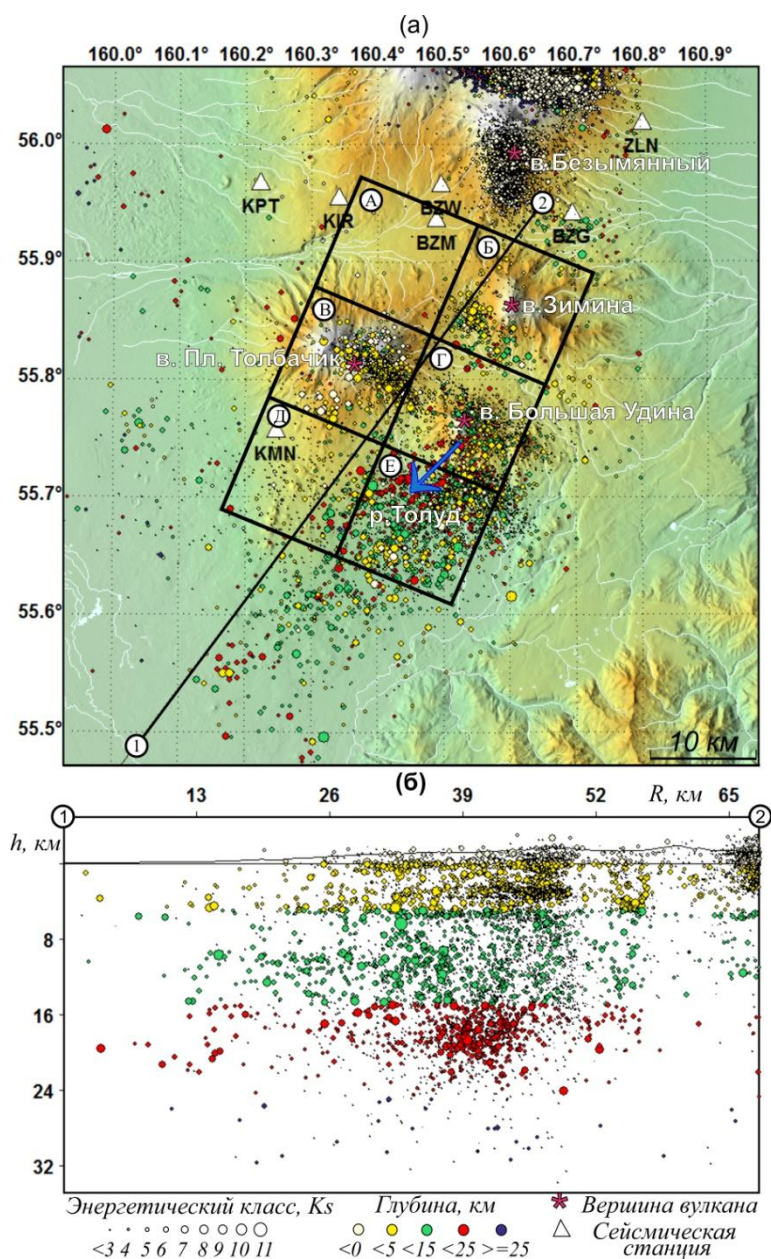


Рисунок 4.4 – Карта эпицентров землетрясений (а) и проекция их гипоцентров на вертикальный разрез 1-2 (б), для событий, зарегистрированных в районе исследований с 01.01.2000 по 21.08.2019. Белые треугольники обозначают сейсмические станции КФ ФИЦ ЕГС РАН. Станции, открытые до 2000 г.: ZLN, KPT, KMN. Для остальных станций дата открытия указана в скобках: KIR (08.2006), BZM (09.2006), BZG (09.2007), BZW (09.2007). Голубая стрелка обозначает миграцию центра сейсмической энергии с октября 2017 г. по август 2019 г.

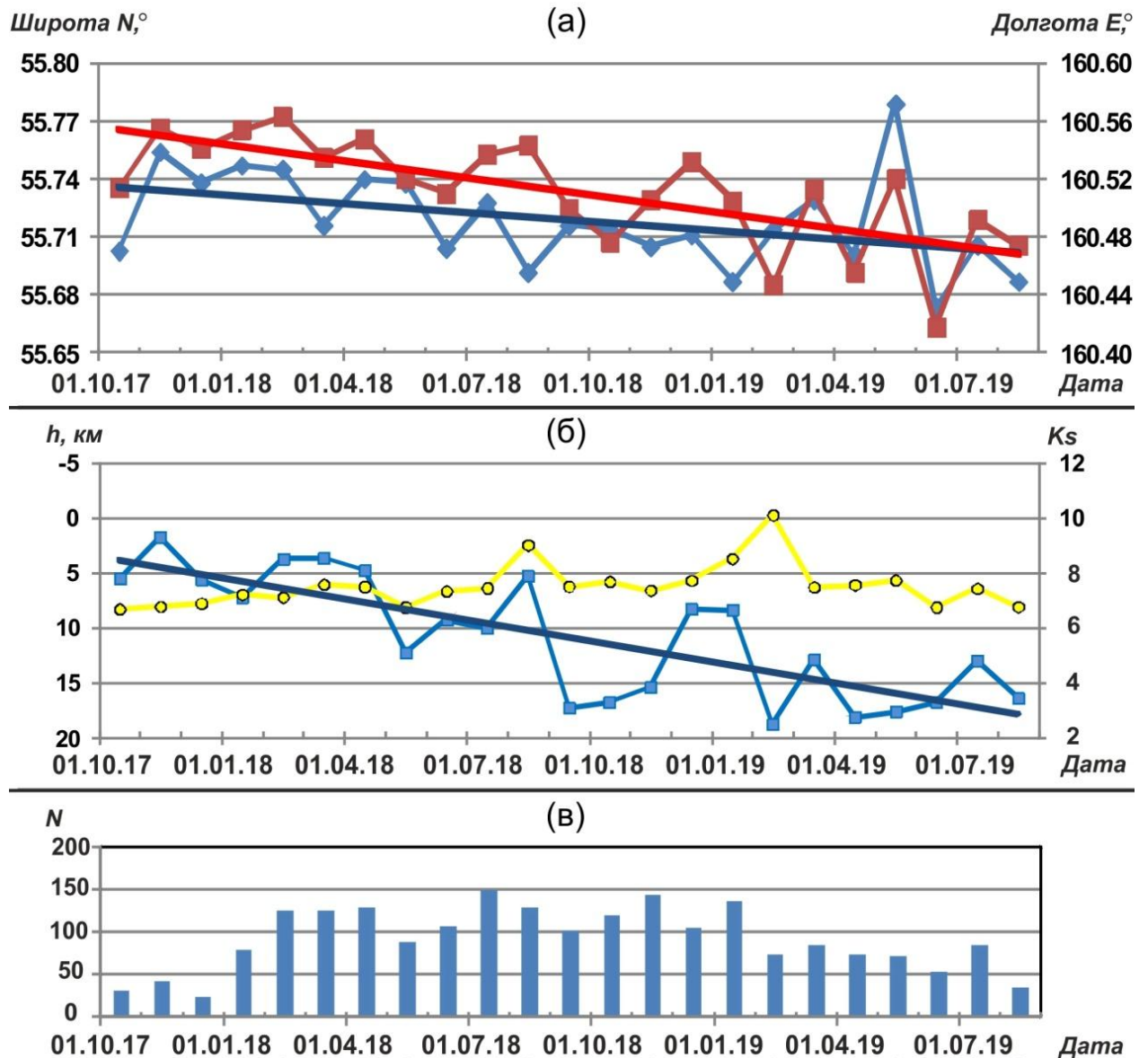


Рисунок 4.5 – Графики изменения во времени широты (синий цвет, левая ось) и долготы (красный, правая ось) ЦСЭ во времени с линейными трендами соответствующих цветов (а). Графики изменения во времени глубины (синий цвет, левая ось) и суммарной энергии, пересчитанной в энергетический класс  $K_s$  (желтый цвет, правая ось) (б). Параметры ЦСЭ посчитаны для землетрясений, локализованных в квадратах Г (Б. Удина) и Е (р. Толуд), см. рисунок 4.4 а с 01.10.2017 г. по 21.08.2019 г. во временном окне размером 1 месяц. Гистограмма количества землетрясений, участвующих в расчете ежемесячных параметров ЦСЭ (в).

Соответствующая выделенным трендам миграция сейсмичности в плане показана на рисунке 4.4 а голубой стрелкой. Также график изменения энергии  $K_S$  (рисунок 4.5 б) показывает, что начиная с февраля 2019 г. наблюдается общее уменьшение сейсмичности в изучаемых квадратах Г (Б. Удина) и Е (р. Толуд). Из гистограммы, приведенной на рисунке 4.5 в, следует, что ошибки определения параметров по ежемесячным данным должны быть как минимум в 5 раз меньше ошибки определения отдельного события, т.к. количество суммируемых событий изменялось от 25 до 150.

#### **Выводы по главе 4**

Анализ сейсмических данных указывает на удаление и погружение ЦСЭ от вулкана Б. Удина. Полученные результаты по пространственно-временному анализу землетрясений каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН по данным постоянных сейсмологических наблюдений хорошо согласуются с результатами независимых исследований по данным временных станций и с результатами наблюдений за деформацией земной поверхности по снимкам спутников Sentinel-1A и ALOS-2.

Важно отметить, что перед извержениями камчатских вулканов Кизимен [66], Плоский Толбачик (ГТИ-50) [68] и Безымянный [70] деформации земной поверхности по спутниковым данным были зафиксированы.

Наличие гидравлической связи между районом р. Толуд и районом трещинных извержений Плоского Толбачика также подтверждается тем, что и в 1975 г., и в 2012 г., через несколько дней после начала излияния мощных лавовых потоков, происходили сильные землетрясения с классом  $\approx 11$  в районе р. Толуд. Описанная выше гидравлическая связь делает вулкан Б. Удина маловероятным местом нового извержения, так как в этом случае магме нужно будет прокладывать путь к поверхности через остывшие, консолидированные и расположенные выше, относительно Толбачинского дола, породы постройки этого потухшего вулкана. Приведенные в работе результаты в совокупности с

зафиксированными ранее фактами позволяют сделать заключение, что потухший вулкан Б. Удина является маловероятным местом нового извержения.

Представленные в данной главе результаты опубликованы с участием диссертанта в статье [24].

## Заключение

Дистанционное зондирование из космоса вносит существенный вклад в решение ряда социальных проблем, таких как изменение климата, устойчивое развитие, мобильность, охрана окружающей среды и безопасность. Сегодня космические технологии РСА являются неотъемлемой частью инструментария для ДЗЗ, которые обеспечивают не только необходимую информацию для мониторинга и прогнозирования изменений в процессах окружающей среды, но и для архивирования событий природного и техногенного характера, происходящих на Земле, что позволяет проводить сравнительный анализ с использованием архивных снимков.

Созвездие радиолокационных спутников будет играть все более важную роль, поскольку космический радиолокатор является единственным датчиком, который обладает способностью всепогодной визуализации в любое время суток с высоким разрешением. Примерами приложений являются дистанционное зондирование окружающей среды, передвижения транспорта, мониторинг природной опасности и стихийных бедствий, исследования в области геофизических исследований и климата, трехмерное и четырехмерное картографирование, задачи разведки и разработки месторождений полезных ископаемых.

Космическая сенсорная сеть расширит представление о нашей планете, используя изображения высокого разрешения и соответствующую геопространственную информацию, обновляемую каждые несколько минут. Разрабатываются перспективные РСА-концепции с цифровой технологией формирования луча в сочетании с большими отражательными антеннами, которые будут превосходить возможности визуализации существующих систем РСА по крайней мере на один порядок. Эти высокоинновационные концепции обеспечат глобальное наблюдение за динамическими процессами на поверхности Земли, а новые космические радиолокационные технологии позволят реализовать

сеть радиолокационных спутников для надежного и систематического мониторинга поверхности Земли.

Спутниковую радарную интерферометрию сейчас можно уверенно назвать ключевым инструментом для анализа смещений и изменений напряжений, вызванных сильными землетрясениями в земной коре, особенно в отдаленных районах, где недостаточно развита наземная сеть сейсмостанций. Применительно к задачам исследования сейсмических и вулканических процессов на Земле РСА-технологии обладают исключительно высоким потенциалом, особенно в сочетании с технологиями наземных наблюдений.

В представленной работе были использованы метод дифференциальной РСА-интерферометрии (DInSAR), который уже более 20 лет успешно применяется в мире для определения косейсмических и постсейсмических деформаций, и метод малых базовых линий (SBAS), позволяющий определить смещения устойчиво отражающих площадок на природных объектах. Методами РСА-интерферометрии проведен анализ трех сейсмических процессов в районе полуострова Камчатка и Командорских островов.

1. В исследовании Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 (БАЗ) впервые построены поля косейсмических смещений на основе спутниковых данных. Учитывая недостаточную плотность сети пунктов спутниковой геодезии в рассматриваемом районе, использование полей смещений, полученных по данным спутниковой радарной интерферометрии, позволяет получить новые сведения о строении очага землетрясения. Представлена новая модель поверхности разрыва БАЗ, основанная на данных спутниковой геодезии и спутниковой радарной интерферометрии. При построении модели поверхности разрыва использованы данные о косейсмических смещений с 26 пунктов GPS и полученные методами РСА-интерферометрии данные о поле косейсмических смещений на островах Беринга и Медный, расположенных в эпицентральной зоне землетрясения. Данные РСА-интерферометрии не подтверждают гипотезу о том, что разрыв состоял из нескольких участков. 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.

2. Для Южно-Озерновского землетрясения 29.03.2017 (ЮОЗ) определение косейсмических смещений по данным стационарных пунктов ГНСС оказалось невозможным. В силу удаленности ближайших пунктов от эпицентра события, смещения на них оказались на уровне шумов. Ввиду относительно небольшой магнитуды землетрясения построить модель поверхности разрыва по волновым формам сейсмических записей также не удалось. Поэтому применение данных спутниковых миссий и метода DInSAR для снимков, полученных с помощью РСА, стало практически единственной возможностью определить смещения земной поверхности и построить модель поверхности сейсмического разрыва. Удалось построить наиболее детальную дифференциальную интерферограмму по снимкам спутника ALOS-2 со 108 трека восходящей орбиты, которая получена впервые и подробно характеризует поле смещений. Был построен ряд моделей поверхности разрыва с различными начальными условиями и условиями регуляризации. Наиболее предпочтительной представляется модель с падением на северо-запад с углом простирания  $213^\circ$  и углом падения  $51^\circ$ , которая лучше других приближает спутниковое поле смещений. Также сделан вывод, что разрыв произошел ближе к берегу, чем предполагается в [35].

3. На основе комплексного исследования возможной активизации вулкана Большая Удина сделан вывод об отсутствии признаков внедрения магматического материала от очага в районе р. Толуд в сторону вулкана Б. Удина. Анализ спутниковых данных не выявил существенных смещений земной поверхности в районе вулкана Б. Удина. Полученные по снимкам спутниковых миссий Sentinel-1A и ALOS-2 смещения за 2017 и 2018 годы могут указывать либо на малую активность глубинных процессов, либо на то, что эти процессы происходили на большой глубине. Эти выводы подтверждаются и исследованием сейсмичности данного района: центр сейсмической энергии постепенно опускается с глубины

~5 км под Б. Удиной на глубину ~15 км в районе р. Толуд. Тем самым, наблюдавшаяся с конца 2017 г. сейсмическая активность отражает не активизацию вулкана Б. Удина, а процесс отступления и опускания магматического материала от этого вулкана в выделенный томографическими методами очаг в районе р. Толуд.

## Список сокращений и условных обозначений

БАЗ	– Ближне-Алеутское землетрясение
Б. Удина	– Большая Удина
ГНСС	– глобальная навигационная спутниковая сеть
ДЗЗ	– дистанционное зондирование Земли
ИФЗ РАН	– Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук
КА	– космический аппарат
КФ ФИЦ	– Камчатский филиал Федерального исследовательского центра
ЕГС РАН	«Единая геофизическая служба Российской академии наук»
РБО	– радиолокатор бокового обзора (англ. SLAR – side-looking airborne radar)
РИОЦ	– региональный информационно-обрабатывающий центр
РСА	– радиолокатор с синтезированной апертурой (англ. SAR – Synthetic Aperture Radar)
ТТИ-50	– Трещинное Толбачинское извержение им.50-летия ИВиС
ЦМР	– цифровая модель рельефа (англ. DEM – Digital Elevation Model)
ЦСЭ	– центр сейсмической энергии
ЮОЗ	– Южно-Озерновское землетрясение
ALOS	– Advanced Land Observing Satellite
DInSAR	– Differential Interferometry SAR (дифференциальная РСА-интерферометрия)
ESA	– European Space Agency (Европейское космическое агентство)
GCMT	– Global Centroid-Moment-Tensor
GEBCO	– General Bathymetric Chart of the Oceans (общая батиметрическая карта океанов)
GMT	– Generic Mapping Tools
GPS	– Global Positioning System (система глобального

позиционирования)

- GRACE – Gravity Recovery And Climate Experiment
- JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency (Японское агентство аэрокосмических исследований)
- LOS – Line-of-Sight (линия распространения радиолокационного сигнала / линия визирования)
- MIMO – Multiple Input Multiple Output (метод пространственного кодирования «множественные входы, множественные выходы»)
- NEIC – National Earthquake Information Center (Национальный центр информации о землетрясениях)
- PALSAR – Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar
- SBAS – Small BAseline Subset (метод малых базовых линий)
- SLC – Single Look Complex
- USGS – United States Geological Survey (Геологическая служба США)

## Список литературы

1. Атлас землетрясений в СССР. Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР, 1911-1957 гг. / Е.Ф. Саваренский, С.Л. Соловьев, Д.А. Харин. – М.: Издательство АН СССР, 1962. – 338 с.
2. Гордеев, Е.И. Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники / Е.И. Гордеев, Т.К. Пинегина, А.В. Ландер, А.И. Кожурин // Физика Земли. – 2015. – № 4. – С. 58–67.
3. Дмитриев, П.Н. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов / П.Н. Дмитриев, В.И. Голубев, Ю.С. Исаев, Е.А. Киселева, В.О. Михайлов, Е.И. Смольянинова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т.9. – №2. – С. 130-142.
4. Иконникова, Л.Н. Атлас цунами / Л.Н. Иконникова. – М.: ДВНИГМИ, 1963. – 53 с.
5. Киселева, Е.А. К вопросу мониторинга смещений земной поверхности методами радарной спутниковой интерферометрии / Е.А. Киселева, В.О. Михайлов, Е.И. Смольянинова, П.Н. Дмитриев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14. – № 5. – С. 122-132.
6. Ландер, А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? / А.В. Ландер, Б.Г. Букчин, Д.В. Дроздин, А.В. Кирюшин // Вычислительная сейсмология. – 1994. – Вып. 26. – С. 103–122.
7. Лобковский, Л.И. Командорская сейсмическая брешь: прогноз землетрясения и расчет цунами / Л.И. Лобковский, Б.В. Баранов, К.А. Дозорова, Р.Х. Мазова, Б.А. Кисельман, Н.А. Баранова // Океанология. – 2014. – Т. 54. – № 4. – С. 561–573.
8. Лутиков, А.И. Землетрясение 17.07.2017 г.,  $M_w = 7.8$  вблизи Командорских островов и сильные сейсмические проявления в западном сегменте

Алеутской островной дуги / А.И. Лутиков, Е.А. Рогожин, Г.Ю. Донцова, В.Н. Жуковец // Вулканонология и сейсмология. – 2019. – № 2. – С. 52-66.

9. Максимов, А.П. Геохимические особенности вулканов Удинской группы / А.П. Максимов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов / Отв. ред. Б.В. Иванов, С.Т. Балеста. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 77–84.

10. Михайлов, В.О. Геодинамические модели и их применение при совместной интерпретации геологических и геофизических данных / В.О. Михайлов, В.М. Гордин, Е.П. Тимошкина, Е.А. Киселева, Е.И. Смольянинова // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. – 2007. – № 1. – С. 4-15.

11. Михайлов, В.О. Мониторинг оползневых процессов на участке Северокавказской железной дороги с использованием спутниковой радарной интерферометрии в различных диапазонах длин волн и уголкового отражателя / В.О. Михайлов, Е.А. Киселева, Е.И. Смольянинова, П.Н. Дмитриев, Ю.А. Голубева, Ю.С. Исаев, К.А. Дорохин, Е.П. Тимошкина, С.А. Хайретдинов, В.И. Голубев // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14. – № 4. – С. 5-22.

12. Михайлов, В.О. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи / В.О. Михайлов, Е.А. Киселева, Е.И. Смольянинова, П.Н. Дмитриев, В.И. Голубев, Ю.С. Исаев, К.А. Дорохин, Е.П. Тимошкина, С.А. Хайретдинов // Физика Земли. – 2014. – № 4. – С. 120-130.

13. Михайлов, В.О. Новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г.  $M_w = 7.8$  на основе данных спутниковой радарной интерферометрии / В.О. Михайлов, В.А. Тимофеева, В.Б. Смирнов, Е.П. Тимошкина, Н.М. Шапиро // Физика Земли. – 2022. – № 2. – С. 88–101.

14. Михайлов, В.О. Новые данные об Олюторском землетрясении, полученные с применением спутниковой радарной интерферометрии / В.О. Михайлов, Е.А. Киселева, К. Арора, Е.П. Тимошкина, В.Б. Смирнов,

Р. Чадда, А.В. Пономарев, Д. Шринагеш // Вулканология и сейсмология. – 2018. – № 3. – С. 64-69.

15. Михайлов, В.О. Обобщение опыта применения различных методов обработки РСА снимков для изучения и мониторинга оползневой активности склонов в районе Большого Сочи / В.О. Михайлов, Е.А. Киселева, Е.И. Смольянинова, П.Н. Дмитриев, В.И. Голубев, Е.П. Тимошкина, С.А. Хайретдинов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – № 6. – С. 137–147.

16. Михайлов, В.О. 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) / В.О. Михайлов, Е.П. Тимошкина, Е.А. Киселева, С.А. Хайретдинов, П.Н. Дмитриев, И.М. Карташов, В.Б. Смирнов // Физика Земли. – 2019. – №5. – С. 56-60.

17. Михайлов, В.О. Радарная спутниковая интерферометрия: новые технологии спутникового мониторинга областей разработки полезных ископаемых, смещений природных и техногенных объектов / В.О. Михайлов, Е.А. Киселева, Е.И. Смольянинова, П.Н. Дмитриев, В.И. Голубев, Е.П. Тимошкина, С.А. Хайретдинов // Наука и технологические разработки. – 2016. – Т. 95. – № 3. – С. 5-11.

18. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 536 с.

19. Оперативный сейсмологический бюллетень. Ноябрь – декабрь 1969 г. – М.: Изд. Междувед. геофиз. ком-та, 1969.

20. Патент RU 2517964 С2. Способ определения трех компонент вектора смещений земной поверхности при разработке нефтяных и газовых месторождений [Текст] / Михайлов В.О., Голубев В.И., Дмитриев П.Н. и др. Заявитель и правообладатель ИФЗ РАН. – Оpubл.: 10.06.2014 Бюл. № 16.

21. Радиолокационные данные в географических исследованиях и картографировании [Электронный ресурс]. – М.: Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2021. – Режим доступа: <http://www.geogr.msu.ru/cafedra/karta/materials/radiolocation/index.html>.
22. Рогожин, Е.А. Землетрясение 17.07.2017 г.,  $M_w = 7.8$  вблизи Командорских островов, его тектоническая позиция и геодинамическая обстановка / Е.А. Рогожин, А.И. Лутиков, Г.Ю. Донцова, В.Н. Жуковец // Физика Земли. – 2019. – № 4. – С. 72–88.
23. Салтыков, В.А. Удинская сейсмическая активизация 2017–2018 гг. / В.А. Салтыков, П.В. Воропаев, Ю.А. Кугаенко, Д.В. Чебров // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2018. – Вып. 1. – № 37. – С. 5-7.
24. Сенюков, С.Л. Совместное исследование сейсмичности и данных спутниковой радарной интерферометрии для оценки возможного извержения потухшего вулкана Большая Удина / С.Л. Сенюков, В.О. Михайлов, И.Н. Нуждина, Е.А. Киселева, С.Я. Дрознина, В.А. Тимофеева, М.С. Волкова, Н.М. Шапиро, Т.Ю. Кожевникова, З.А. Назарова, О.В. Соболевская // Вулканология и сейсмология. – 2020. – № 5. – С. 26-39.
25. Сергеева, Н.А. Каталог макросейсмических описаний и инструментальных материалов землетрясений Камчатки за ранний инструментальный период наблюдений 1900–1951 гг. Часть 2. Макросейсмические описания землетрясений Камчатки и Командорских островов в 1901–1951 гг. / Н.А. Сергеева, А.А. Годзиковская, Л.П. Забаринская. – Режим доступа: [http://www.wdcb.ru/sep/seismology/method/Kamchatka\\_2/Report\\_part2.html](http://www.wdcb.ru/sep/seismology/method/Kamchatka_2/Report_part2.html).
26. Смирнов, В.Б. Сезонные вариации наклона графика повторяемости землетрясений в наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, Западная Индия / В.Б. Смирнов, М.Г. Потанина, Т.И. Карцева, А.В. Пономарев, А.В. Патонин, В.О. Михайлов, Д.С. Сергеев // Физика Земли. – 2022. – № 3. – С. 76-91.
27. Тимербаева, К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке / К.М. Тимербаева. – М.: Наука, 1967. – 208 с.



28. Тихонов, А.Н. Методы решения некорректных задач / А.Н. Тихонов, В.Я. Арсенин. – М.: Наука. –1986. – 223 с.
29. Федотов, С.А. Озерновское землетрясение и цунами 22(23) ноября 1969 г. / С.А. Федотов, А.А. Гусев, В.М. Зобин, А.М. Кондратенко, К.Е. Чепкунас // Землетрясения в СССР в 1969 г. – М.: Наука, 1973. – С. 195–208.
30. Федотов, С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд / Федотов С.А. – М.: Наука, 1972. – 117 с.
31. Чебров, Д.В. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с  $M_w = 7.8$  на границе Командорской сейсмической брешы / Д.В. Чебров, Ю.А. Кугаенко, И.Р. Абубакиров, А.В. Ландер, В.М. Павлов, В.А. Салтыков, Н.Н. Титков // Вестник КРАУНЦ. – 2017. – № 3. – Вып. 35. – С. 22–25.
32. Чебров, Д.В. 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 / Д.В. Чебров, Ю.А. Кугаенко, А.В. Ландер, И.Р. Абубакиров, А.А. Гусев, С.Я. Дрознина, С.В. Митюшкина, Д.А. Ототюк, В.М. Павлов, Н.Н. Титков // Физика Земли. – 2019. – № 4. – С. 1-24.
33. Чебров, Д.В. Камчатка и Командорские острова / Д.В. Чебров, С.Я. Дрознина, С.Л. Сенюков, Ю.В. Шевченко, С.В. Митюшкина // Землетрясения России в 2017 году. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – С. 67-76.
34. Чебров, В.Н. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. / В.Н. Чебров, Д.В. Дрознин, Ю.А. Кугаенко, В.И. Левина, С.Л. Сенюков, В.А. Сергеев, Ю.В. Шевченко, В.В. Ящук // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 1. – С. 18-40.
35. Чебров, Д.В. Южно-Озерновское землетрясение 29.03.2017 г. с  $M_w = 6.6$ ,  $K_s = 15.0$ ,  $I = 6$  (Камчатка) / Д.В. Чебров, Ю.А. Кугаенко, А.В. Ландер, И.Р. Абубакиров, П.В. Воропаев, А.А. Гусев, Д.В. Дрознин, С.Я. Дрознина, Е.И. Иванова, Н.М. Кравченко, Е.А. Матвеев, С.В. Митюшкина, Д.А. Ототюк, В.М. Павлов, А.А. Раевская, В.А. Салтыков, С.Л. Сенюков, А.А. Скоркина, Ю.К. Серафимова // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2017. – Вып. 3. – № 35. – С. 7-21.

36. Argus, D. F. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame / D. F. Argus, R. G. Gordon, C. DeMets // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2011. – Vol. 12. – No. 11. – 13 p.
37. Arora, K. Lineament Fabric from Airborne LiDAR and its Influence on Triggered Earthquakes in the Koyna-Warna Region, Western India / K. Arora, R.K. Chadha, Y. Srinu, A. Selles, D. Srinagesh, V.B. Smirnov, A.V. Ponomarev, V.O. Mikhailov // *Journal of the Geological Society of India.* – 2017. – Vol. 90. – Pp. 670-677.
38. Askne, J.I.H. C-band repeat-pass interferometric SAR observations of the forest / J.I.H. Askne, P.B.G. Dammert, L.M.H. Ulander, G. Smith // *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions.* – 1997. – Vol. 35. – Pp. 25 -35.
39. Bamler, R. Synthetic Aperture Radar Interferometry / R. Bamler, P. Hartl // *Inverse Problems.* – 1998. – Vol. 14. – Pp. R1-R54.
40. Berardino, P. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms / P. Berardino, G. Fornaro, R. Lanari, E. Sansosti // *IEEE Transact. Geoscience and Remote Sensing.* – 2002. –Vol. 40. –No. 11. – P. 2375–2383.
41. Berry, P.A.M. ACE: A New Global Digital Elevation Model Incorporating Satellite Altimeter Derived Heights / P.A.M. Berry, R.A. Pinnock, C.P.D. Johnson, R.D. Hilton // *European Space Agency, (Special Publication) ESA SP.* – 2000. – Pp. 783-791.
42. Bonafede, M. Analytical models of deformation and residual gravity changes due to a Mogi source in a viscoelastic medium / M. Bonafede, C. Ferrari // *Tectonophysics.* – 2009. – No. 471. – Pp. 4–13.
43. Carter, G.C. Coherence and time delay estimation / G.C. Carter // *Proceedings of the IEEE.* – 1987. – Vol. 75. – No. 2. – Pp. 236-255.
44. Curlander, J. C. Synthetic Aperture Radar: Systems and Signal Processing / J.C. Curlander, R.N. McDonough. – New York: Wiley, 1992. – 672 p.

45. Cutrona, L. Synthetic aperture radars: A paradigm for technology evolution / L. Cutrona, W. Vivian, E. Leith, and G. Hall // IRE Trans. Military Electron. – 1961. – Pp. 127–131.
46. Dammert, P.B.G. Unsupervised segmentation of multitemporal interferometric SAR images / P.B.G. Dammert, J.I.H. Askne, S. Kuhlmann // IEEE Trans. GARS. – 1999. – Vol. 37. – No. 5. – Pp. 2259-2271.
47. Davidson, G. W. Multiresolution Phase Unwrapping for SAR Interferometry / G.W. Davidson, R. Bamler // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 1999. – Vol. 37. – Pp. 163-174.
48. Diament, M. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes / M. Diament, V. Mikhailov, E. Timoshkina // Journal of Geodynamics. – 2020. – Vol. 136. – 11 p.
49. Earthquake Data Report. – USCGS, Rockville, 1969. – No 77-69.
50. Edmonds, A.R. Angular momentum in quantum mechanics / A.R. Edmonds. – Princeton University Press, Princeton, NJ, 1960. – 146 p.
51. Engdahl, M. Use of ERS 1 / 2 tandem interferometric coherence in the estimation of agricultural crop heights / M. Engdahl, M. Borgeaud, M. Rast // IEEE Trans GARS. – 2001. – Vol. 39. – No. 8. – Pp 1799 –1806.
52. Ferretti, A. InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation (TM-19, February 2007) / A. Ferretti, A. Monti-Guarnieri, C. Prati, F. Rocca. – European Space Agency, 2007. – 246 p.
53. Ferretti, A. Permanent scatterers in SAR interferometry / A. Ferretti, C. Prati, F. Rocca // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 2001. – Vol. 39. – No. 1. – Pp. 8–30.
54. Gabriel, A. Crossed orbits interferometry: theory and experimental results from SIR-B / A. Gabriel, R. Goldstein // International Journal on Remote sensing. – 1988. – No. 5. – Pp. 857-872.
55. Gatelli, F. The wavenumber shift in SAR interferometry / F. Gatelli, A. Monti Guarnieri, F. Parizzi, P. Pasquali, C. Prati, F. Rocca // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1994. – Vol. 32. – No. 4. – Pp. 855-865.

56. Ghiglia, D.C. Two-Dimensional Phase Unwrapping: Theory, Algorithms, and Software / D. C. Ghiglia, M. D. Pritt. – New York: Wiley, 1998.
57. Goldstein, R.M. Radar interferogram filtering for geophysical applications / R.M. Goldstein, C.L. Werner // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – Vol. 25(21). – Pp. 4035-4038.
58. Graham, L.C. Synthetic interferometer radar for topographic mapping / L.C. Graham // *Proceedings of the IEEE*. – 1974. – Vol. 62. – No. 6. – Pp. 763-768.
59. GTOPO30 Documentation [Электронный ресурс]. – USGS. – Режим доступа: <https://www.usgs.gov/media/files/gtopo30-readme>.
60. Hanssen, R. F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis, Kluwer / Hanssen, R. F. // Academic Publishers, Dordrecht, 2001. – 308 p.
61. Kogan, M.G. Plate coupling and strain in the far western Aleutian arc modeled from GPS data / M.G. Kogan, D.I. Frolov, N.F. Vasilenko, J.T. Freymueller, G.M. Steblov, G. Ekström, N.N. Titkov, A.S. Prytkov // *Geophys. Res. Lett.* – 2017. – Vol. 44. – Pp. 3176–3183.
62. Koskinen, J. The seasonal behavior of interferometric coherence in boreal forest / J. Koskinen, J. Pulliainen, M. Hyypää, M. Engdahl, M. Hallikainen // *IEEE Trans GARS*. – 2001. – Vol. 39. – Pp. 820 – 829.
63. Koulakov, I. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka / I. Koulakov, I. Abkadyrov, N. Al Arifi, E. Deev, S. Droznina, E.I. Gordeev, A. Jakovlev, S. El Khrepy, R.I. Kulakov, Y. Kugaenko, A. Novgorodova, S. Senyukov, N. Shapiro, T. Stupina, M. West // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2017. – No. 122. – Pp. 3852-3874.
64. Lay, T. Rupture Along 400 km of the Bering Fracture Zone in the Komandorsky Islands Earthquake ( $M_w$  7.8) of 17 July 2017 / T. Lay, L. Ye, Y. Bai, K.F. Cheung, H. Kanamori, J. Freymueller, G.M. Steblov, M.G Kogan // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – No. 44. – Pp. 12161-12169.
65. Lee, J.-S. Polarimetric Radar Imaging: From Basics to Applications / J.-S. Lee, E. Pottier. – Boca Raton, FL: CRC Press, 2009.

66. Lingyun, Ji. Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR / Ji Lingyun, Lu Zhong, D. Dzurisin, S. Senyukov // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2013. – Vol. 256. – Pp. 87-95.
67. Lin, Q. New approaches in Interferometric SAR / Q. Lin, J.F. Vesecky, H.A. Zebker // *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*. – 1992. – Vol. 30. – No. 3. – Pp. 560-567.
68. Lundgren, P. Dike model for the 2012-2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations / P. Lundgren, A. Kiryukhin, P. Milillo, S. Samsonov // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2015. – Vol. 307. – Pp. 79-88.
69. Mackey, K.G. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block / K.G. Mackey, K. Fujita, L.V. Gunbina, V.N. Kovalev, V.S. Imaev, B.M. Kozmin, L.P. Imaeva // *Geology*. – 1997. – Vol. 25. – № 11. – Pp. 979–982.
70. Mania, R. Deformations and Morphology Changes Associated with the 2016–2017 Eruption Sequence at Bezymianny Volcano, Kamchatka / R. Mania, T.R. Walter, M. Belousova, A. Belousov, S.L. Senyukov // *Remote Sens*. – 2019. – No. 11. – Publ. No. 1278.
71. Massonnet, D. Imaging with Synthetic Aperture Radar / D. Massonnet, J. Souryis. – EPFL Press, 2008.
72. Moeremans, B. The Use of ERS SAR Interferometric Coherence and PRI Images to Evaluate Crop Height and Soil Moisture / B. Moeremans, S. Dautrebande // *Fringe 99*, ESA SP-478. – 1999.
73. Mogi, K. Relation between the eruptions of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them / K. Mogi // *Bull. Earth. Res. Inst.* – 1958. – Vol. 36. – Pp. 99-134.
74. Monti Guarnieri, A. ENVISAT ASAR ScanSAR Interferometrics Products: Software Requirement Document, ESA contract report, contract N. 14143/00/NL/GD / A. Monti Guarnieri, D. Daria, C. Cafforio, P. Guccione, P. Pasquali, D. Nüesch, D. Small, E. Meier, Y. L. Desnos. – 2001.

75. Moreira, A. A tutorial on synthetic aperture radar / A. Moreira, P. Prats-Iraola, M. Younis, G. Krieger, I. Hajnsek, K. P. Papathanassiou // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*. – 2013. – Vol. 1. – No. 1. – Pp. 6-43.
76. Moreira, A. Coregistration of interferometric SAR images using spectral diversity / A. Moreira, R. Schreiber // *IEEE Trans. GARS*. – 2000. – Vol. 38. – No. 5. – Pp. 2179-2191.
77. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space / Y. Okada // *BSSA*. – 1985. – Vol. 75. – Pp. 1135-1154.
78. Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space / Y. Okada // *BSSA*. – 1992. – Vol. 82 (2). – Pp. 1018-1040.
79. Oliver, C. *Understanding Synthetic Aperture Radar Images* / C. Oliver, S. Quegan. – Herndon, VA: SciTech Publishing, 2004. – 512 p.
80. Papathanassiou, K.P. Single-baseline polarimetric SAR interferometry / K. P. Papathanassiou, S. R. Cloude // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. – 2001. – Vol. 39. – No. 11. – Pp. 2352–2363.
81. Pollitz, F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth / F.F. Pollitz // *Geophysical Journal International*. – 1996. – Vol. 125 (1). – Pp. 1-14.
82. Pollitz, F.F. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth / F.F. Pollitz // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1997. – Vol. 102(B8). – Pp. 17921-17941.
83. Prati, C. Range resolution enhancement with multiple SAR surveys combination / C. Prati, F. Rocca // *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Houston, Texas, USA, May 26-29 1992*. – Pp. 1576-1578.
84. Preiss, M. *Coherent Change Detection: Theoretical Description and Experimental Results* / M. Preiss, N. J. S. Stacy. – Technical Report Defence Science and Technology Office Australia DSTO-TR-1851, 2006.
85. Ranson, K.J. Forest Disturbance Characterization Using ERS Tandem Data / K.J. Ranson, S. Guoqing // *Fringe 99, ESA SP-478*. – 1999.

86. Redfield, T.F. Escape tectonics and the extrusion of Alaska: Past, present, and future / T.F. Redfield, D.W. Scholl, P.G. Fitzgerald, E. Beck, Jr. Myrl // *Geology*. – 2007. – Vol. 35. – № 11. – Pp. 1039–1042.
87. Reigber, A. First demonstration of airborne SAR tomography using multibaseline L-band data / A. Reigber, A. Moreira // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. – 2000. – Vol. 38. – No. 5. – Pp. 2142–2152.
88. Rocca, F. ERS-1 SAR Interferometry techniques and applications / F. Rocca, C. Prati, P. Pasquali, A. Monti Guarnieri // ESA contract report n.3-7439/92/HGE-I. – 1994.
89. Rosen, P.A. Synthetic aperture radar interferometry / P.A. Rosen, S.Hensley, I.R. Joughin, F.K. Li, S.N. Madsen, E.Rodriguez, R.M. Goldstein // *Proc. IEEE*. – 2000. – Vol. 88. – No. 3. – Pp. 333–382.
90. Rott, H. Glaciological Studies in the Alps and in Antarctica using ERS interferometric SAR / H. Rott, A. Siegel // *Proc. Fringe 1996*, ESA SP-406. – 1996. – Vol. 2. – Pp. 149–159.
91. Scharroo, R. The orbit determination accuracy of the ERS-1 mission / R. Scharroo, K. F. Wakker, G. J. Mets // *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium*, 11-14 October 1993, ESA SP-361; edited by B. Kaldeich. – Hamburg, Germany, 1994. – Vol. 2. – Pp. 735-740.
92. Schmallius, C. Operational Readiness of ERS SAR Interferometry for Forest Mapping in Siberia / C. Schmallius, A. Holz, U. Marschalk, A. Roth, J. Vietmeier, W. Wagner // *Fringe 99*, ESA SP-478. – 1999.
93. Scholl, D.W. Viewing the Tectonic Evolution of the Kamchatka-Aleutian (Kat) Connection With an Alaska Crustal Extrusion Perspective / D.W. Scholl // *American Geophysical Union, Geophysical Monogr. Series “Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region”* / Eds: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M. et al. – 2007. – Vol. 172. – Pp. 7–40.
94. Seymour, M.S. Maximum likelihood estimation for SAR interferometry / M.S. Seymour, I.G. Cumming // *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Pasadena, CA, USA, 8-12 August 1994. – Pp. 2272-2275.

95. Sykes, L.R. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and Aleutians / L.R. Sykes // *J. Geoph. Res.* – 1971. – Vol. 76. – Pp. 8021–8041.
96. Touzi, R. Statistics of the Stokes parameters and of the complex coherence parameters in one-look and multilook speckle fields / R. Touzi, A. Lopes // *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing.* – 1996. – Vol. 34. – No. 2. – Pp. 519-531.
97. Vassileva, M.S. The 29 March 2017 Yuzhno-Ozernovskoe Kamchatka Earthquake: Fault Activity in An Extension of the East Kamchatka Fault Zone as Constrained by InSAR Observations / Magdalena S. Vassileva, Mahdi Motagh, Thomas R. Walter, Hans-Ulrich Wetzel, Sergey L. Senyukov // *Bulletin of the Seismological Society of America.* – 2020. – No. 110 (3). – P. 1101–1114.
98. Weatherall, P. A new digital bathymetric model of the world's oceans / P. Weatherall, K.M. Marks, M. Jakobsson, T. Schmitt, S. Tani, J.E. Arndt, M. Rovere, D. Chayes, V. Ferrini, R. Wigley // *Earth and Space Science.* – 2015. – Vol. 2. – No. 8. – Pp. 331–345.
99. Weber Hoen, E. Penetration Depths inferred from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland Ice Sheet / E. Weber Hoen, H. Zebker // *IEEE Trans. GARS.* – 2000. – Vol. 38. – No. 6. – Pp. 2571-2583.
100. Wegmüller, U. Soil Moisture Monitoring With ERS SAR Interferometry / U. Wegmüller // *Proceedings of the third ERS Symposium, ESA SP-414.* – 1997. – Pp. 47-52.
101. Wessel, P. Generic Mapping Tools: Improved Version Released / P. Wessel, W.H.F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, F. Wobbe // *Eos, Transactions, American Geophysical Union.* – 2013. – Vol. 94. – No. 45. – Pp. 409–410.
102. Weydahl, D. J. Analysis of ERS Tandem Coherence from glaciers, valleys and fjord ice in Svalbard / D.J. Weydahl // *IEEE Trans GARS.* – 2001. – Vol. 39. – Pp. 2029 – 2039.
103. Wiley, C. A. Pulsed doppler radar methods and apparatus: U.S. Patent 3 196 436/ C. A. Wiley. – 1954.



104. Wiley, C. Synthetic aperture radars: A paradigm for technology evolution / C. A. Wiley // IEEE Trans. Aerosp. Electron. Syst. – 1985. – Vol. 21. – No. 3. – Pp. 440–443.