

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ НАУЧНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ «ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР  
ИНСТИТУТ ПРИКЛАДНОЙ ФИЗИКИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ  
НАУК» (ИПФ РАН)

На правах рукописи

Панфилова Мария Андреевна

**ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВОЛНЕНИЯ,  
СКОРОСТИ ПРИВОДНОГО ВЕТРА И ПОЛОЖЕНИЯ  
ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ  
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В СВЧ  
ДИАПАЗОНЕ ПРИ МАЛЫХ УГЛАХ ПАДЕНИЯ**

25.00.29 — физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание учёной степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
кандидат физико-математических наук  
Караев Владимир Юрьевич

Нижний Новгород — 2022

## Оглавление

	Стр.
<b>Введение</b> . . . . .	4
<b>Глава 1. Исторический обзор</b> . . . . .	12
1.1 Приближение геометрической оптики . . . . .	12
1.2 Модели УЭПР для покрытой льдом морской поверхности . . . . .	21
1.3 Обзор экспериментов при малых углах падения . . . . .	22
1.4 Заключение по первой главе . . . . .	29
<b>Глава 2. Определение дисперсии уклонов по данным     дождевого локатора</b> . . . . .	31
2.1 Обработка данных в полосе обзора . . . . .	31
2.2 Численное моделирование . . . . .	35
2.3 Полная дисперсия уклонов . . . . .	38
2.4 Пример обработки данных . . . . .	42
2.5 Сравнение с результатами моделирования волнения . . . . .	44
2.6 Заключение по второй главе . . . . .	50
<b>Глава 3. Определение дисперсии уклонов в области нефтяного     слика</b> . . . . .	52
3.1 Распределение сечения обратного рассеяния в полосе обзора. Контраст в области, покрытой нефтяной пленкой . . . . .	52
3.2 Дисперсия уклонов в Ku-диапазоне . . . . .	55
3.3 Заключение по третьей главе . . . . .	59
<b>Глава 4. Определение скорости ветра по данным     радиолокатора Ku-диапазона</b> . . . . .	60
4.1 Введение . . . . .	60
4.2 Используемые данные . . . . .	63
4.3 Построение регрессионной модели . . . . .	64
4.4 Валидация . . . . .	67
4.5 Локальный пример определения скорости ветра . . . . .	74

4.6	Ошибка при определении скорости ветра . . . . .	75
4.7	Заключение по четвертой главе . . . . .	78
<b>Глава 5. Определение положения ледяного покрова по данным радиолокатора Ku-диапазона . . . . .</b>		
		<b>79</b>
5.1	Статистика значений УЭПР при малых углах падения . . . . .	79
5.2	Определение положения границы ледяного покрова . . . . .	82
5.3	Угловая зависимость УЭПР от поверхности, покрытой льдом . .	85
5.4	Критерий для классификации типа подстилающей поверхности. .	88
5.5	Заключение по пятой главе . . . . .	91
<b>Приложение А. Модель спектра волнения . . . . .</b>		
		<b>93</b>
<b>Приложение Б. Характеристики радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM . . . . .</b>		
		<b>95</b>
<b>Заключение . . . . .</b>		<b>98</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>		<b>100</b>

## Введение

На данный момент основными источниками информации о поле приводного ветра, морском волнении и состоянии ледяного покрова являются средства дистанционного зондирования, установленные на орбитальных носителях. Треки спутников покрывают практически всю площадь Мирового океана, что позволило перейти от точечных измерений морскими буями и измерений с кораблей вдоль судоходных трасс к полномасштабному исследованию динамики атмосферы и океана в целом. Новые возможности изучения взаимодействия атмосферы и океана стали существенным шагом в развитии океанографии, а также моделировании и прогнозировании атмосферных процессов и процессов на поверхности океана.

Среди приборов, установленных на спутниках, особо выделяются активные радиолокационные системы СВЧ-диапазона. Электромагнитные волны сантиметрового диапазона проходят сквозь облака, что позволяет получать информацию независимо от погодных условий, а также от времени суток. Диапазоны СВЧ-волн, используемые для дистанционного зондирования, определяются, во-первых, окном прозрачности атмосферы, во-вторых, лежат в областях частот, не востребованных для связи или для других задач.

Весь диапазон углов падения можно разделить на несколько интервалов, которые различаются по доминирующим механизмам обратного рассеяния и решаемым задачам; 1) малые углы падения ( $0^\circ$ -  $15^\circ$ ), 2) средние углы падения ( $20^\circ$ -  $70^\circ$ ) и 3) скользящие углы падения ( $70^\circ$ -  $90^\circ$ ). Отдельно можно выделить переходную область углов падения между малыми и средними углами падения ( $10^\circ$ -  $20^\circ$ ). Границы интервалов четко не определены и зависят от интенсивности волнения.

Орбитальные радиолокаторы могут выполнять измерения при малых и средних углах падения, и выбор углов падения в значительной степени определяется решаемой задачей. Информация о состоянии морской поверхности и приводном слое атмосферы может быть получена при анализе мощностных или спектральных характеристик отраженного сигнала, а также формы отраженного импульса.

Скаттерометры выполняют измерения при средних углах падения ( $25^\circ$ – $60^\circ$ ). По энергетике сигнала, отраженного морской поверхностью, определяют скорость и направление приводного ветра [1; 2]. Радиолокаторы с синтезированной апертурой антенны (РСА) также работают при средних углах падения. РСА обладают высоким пространственным разрешением, и их данные можно использовать для определения поля приводного ветра, а также спектра длинных волн [3; 4].

При нулевом угле падения работают радиовысотометры. По данным радиовысотометров создаются карты динамической топографии морской поверхности [5]. По форме отраженного морской поверхностью импульса определяется высота значительного волнения [6]. Также разработаны алгоритмы определения периода [7; 8] и крутизны волнения [9]. По энергетике сигнала также определяют скорость приводного ветра [10–12].

Большие объемы радиолокационных измерений при малых углах падения, отличных от нулевого, в диапазоне  $0^\circ$ – $18^\circ$  стали доступны исследователям относительно недавно — в начале 2000х годов. Это были данные радиолокатора Ku-диапазона, установленного на спутнике TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), который был выведен на орбиту в 1997 году [13]. В 2014 был запущен спутник GPM (Global Precipitation Measurement) с радиолокаторами Ku- и Ka-диапазонов на борту [14]. В 2018 году на орбиту был выведен радиолокатор Ku-диапазона SWIM (Surface Waves Investigation and Monitoring) на спутнике CFOSAT (Chinese-French Oceanography Satellite).

В работах [15; 16] показано, что по измерениям при малых углах падения в рамках приближения геометрической оптики возможно определение дисперсии уклонов крупномасштабного (по сравнению с длиной волны зондирующего излучения) волнения. Однако, стандартных алгоритмов определения дисперсии уклонов в полосе обзора радиолокаторов нет.

Важной проблемой дистанционного зондирования морской поверхности является мониторинг нефтяных загрязнений. Ряд работ посвящен разработке моделей гашения коротких волн нефтяной пленкой [17–19], лабораторному исследованию этого процесса, например, [20]. Детектирование разливов нефти проводится по данным РСА: например, [21]. Эксперименты при малых углах малочисленны, например, [22]. Однако данных о дисперсии уклонов в области сликса по измерениям в СВЧ-диапазоне ранее получено не было.

Также нет стандартного подхода для определения скорости ветра при малых углах падения. Разработан ряд алгоритмов определения скорости ветра по геофизическим модельным функциям для каждого угла падения [23; 24]. Однако, при углах падения  $8^{\circ}$ – $10^{\circ}$  сечение обратного рассеяния практически не чувствительно к изменениям шероховатости морской поверхности. Для решения этой проблемы необходимо использовать информацию о зависимости УЭПР от угла падения.

Детектирование ледяного покрова по измерениям при малых углах падения проводилось по энергетике отраженного сигнала [25], однако, данные о статистике уклонов для решения этой задачи не использовались.

В данной диссертации подход, основанный на исследовании угловой зависимости сечения обратного рассеяния, был развит и применен для определения полной дисперсии уклонов (в том числе в области разлива нефти), скорости приводного ветра и положения ледяного покрова в полосе обзора радиолокаторов, установленных на спутниках TRMM и GPM.

**Целью** данной работы является исследование применения данных радиолокационного зондирования морской поверхности при малых углах падения для получения информации о состоянии поверхности океана, положения ледяного покрова и определении скорости приводного ветра.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Собрать объединенный массив данных радиолокатора на спутниках GPM, морских буев и скаттерометра для разработки алгоритма определения скорости ветра.
2. Разработать методы анализа данных и создать комплекс программ для обработки данных радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM.
3. Изучить влияние типа подстилающей поверхности на зависимость УЭПР (удельного эффективного поперечника рассеяния) от угла падения.

**Основные положения, выносимые на защиту:**

1. Полная дисперсия уклонов крупномасштабного волнения (равная сумме дисперсий уклонов в двух взаимно перпендикулярных направлениях) может быть восстановлена в полосе обзора сканирующего радиолокатора при малых углах падения.

2. При использовании данных об угловой зависимости УЭПР скорость приводного ветра определяется даже в тех областях полосы обзора, где исходный сигнал слабо коррелирует со скоростью ветра.
3. Зависимость полной дисперсии уклонов по данным Ku-диапазона в нефтяном слике от скорости приводного ветра близка к измерениям в оптическом диапазоне.
4. Коэффициент эксцесса плотности вероятности уклонов является критерием для классификации типа подстилающей поверхности: вода или ледяной покров.

### **Научная новизна.**

Показано, что по данным сканирующего радиолокатора можно получить полную дисперсию уклонов (равную сумме дисперсий уклонов в двух взаимно перпендикулярных направлениях) крупномасштабного волнения по сравнению с длиной волны зондирующего излучения.

Впервые получена зависимость дисперсии уклонов по данным радиолокатора Ku-диапазона от скорости ветра в области нефтяного слика.

Показано, что алгоритм определения скорости ветра по сигналу, пересчитанному к нулевому углу падения позволяет восстановить скорость ветра даже в тех областях полосы обзора, где исходный сигнал слабо коррелирует со скоростью ветра, и где не работают алгоритмы, основанные на геофизических модельных функциях для каждого угла падения в отдельности.

Впервые показана работоспособность экспресс-методики определения положения ледяного покрова с опорой на геометрические свойства подстилающей поверхности.

### **Научная и практическая значимость.**

Разработаны и реализованы алгоритмы определения дисперсии уклонов, скорости приводного ветра и положения ледяного покрова по данным радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM. Данные о дисперсии уклонов получены по всему земному шару, в широкой полосе обзора (145 км), и могут применяться для дистанционной диагностики разливов нефти на морской поверхности, для валидации численных моделей волнения.

Скорость ветра, восстановленная в полосе обзора по данным радиолокатора Ku-диапазона определяется с достаточно высоким разрешением (5 км), в том числе, в прибрежной зоне (на расстоянии около 10 км от берега). Полученные

данные о скорости ветра могут использоваться для расчетов прогноза погоды, анализа изменений климата, а также планирования постройки ветровых электростанций.

Разработанный алгоритм определения положения ледяного покрова не требует точной калибровки радиолокатора и может быть применен для уточнения существующих методик детектирования морского льда.

**Степень достоверности** полученных результатов подтверждается сопоставлением полученных параметров с данными других приборов для дистанционного зондирования, а также результатами численного моделирования. Результаты работы были опубликованы в рецензируемых журналах [26—31] и трудах конференций [32—52].

**Апробация работы.** Основные результаты работы докладывались на:

- конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» 2012—2021 (Москва);
- «Комплексные исследования Мирового океана» 2017 (Москва), 2019 (Севастополь), 2020, 2021 (Москва);
- международных симпозиумах International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2016, 2017, 2019—2021;
- международных симпозиумах International Union of Radio Science (URSI) 2020, 2022;
- школе-конференции «Нелинейные волны» 2020;
- конференции «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики» 2020;
- конференции OCEANS 2019;
- рабочей встрече 11th Coastal Altimetry Workshop 2018;
- рабочей встрече CFOSAT Science Team Meeting 2018;
- на семинарах ИПФ РАН и выездных семинарах в National Oceanography Center (Southampton, UK) 2018 и Institute of Coastal Zone Research (Yantai, China) 2018.

**Личный вклад.** Все приведенные в диссертации результаты получены либо лично автором, либо при его непосредственном участии. Большая часть программного кода для обработки данных написана автором. Результаты численного моделирования поверхностного волнения в Персидском заливе получе-

ны А.М. Кузнецовой, результаты пятой главы получены в соавторстве с А.П. Шиковым.

**Публикации.** Основные результаты по теме диссертации изложены в 27 печатных изданиях, 6 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК, 21 — в тезисах докладов.

**Объем и структура работы.** Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения.

Полный объём диссертации составляет 112 страниц с 49 рисунками. Список литературы содержит 114 наименований, включая работы автора.

### **Краткое содержание работы.**

Во введении обосновывается актуальность исследований, проводимых в рамках данной диссертационной работы, приводится обзор научной литературы по изучаемой проблеме, формулируется цель, ставятся задачи работы, сформулированы научная новизна и практическая значимость представляемой работы.

Первая глава носит обзорный характер. В разделе 1.1 изложены основные условия, при которых справедливо приближение геометрической оптики, приводится выражение для зависимости удельного эффективного поперечника рассеяния (УЭПР) от угла падения при малых углах падения, приводятся модели для УЭПР покрытой льдом морской поверхности. В разделе 1.2 приводится краткий обзор экспериментальных работ по измерению УЭПР при малых углах падения. Основное внимание уделено результатам анализа данных сканирующих радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM.

Вторая глава посвящена описанию алгоритма обработки данных сканирующего радиолокатора. В разделе 2.1 описана процедура обработки данных в полосе обзора сканирующего радиолокатора, в результате чего определяются УЭПР при нулевом угле падения и величина, пропорциональная дисперсии уклонов вдоль направления сканирования. В разделе 2.2 проводится численное моделирование измерений радиолокатора с учетом уровня шума в реальных данных, оценивается точность восстанавливаемых параметров. В разделе 2.3 описан метод определения полной дисперсии уклонов, равной сумме дисперсий уклонов в двух взаимно перпендикулярных направлениях. В разделе 2.4 приводится пример определения дисперсии уклонов в области тайфуна, а также пример глобального распределения дисперсии уклонов. В разделе 2.5 проводится сравнение полной дисперсии уклонов, получен-

ной по данным радиолокатора Ка-диапазона с расчетом по модели волнения WAVEWATCH III.

**Третья глава** посвящена определению дисперсии уклонов в области нефтяного слика, образовавшегося в результате аварии на платформе Deep Water Horizon. В разделе 3.1 исследуется распределение УЭПР в области слика. Приводится зависимость контраста УЭПР от скорости ветра. В разделе 3.2 показано распределение дисперсии уклонов по данным Ку-диапазона в области разлива нефти, получена зависимость дисперсии уклонов по данным Ку-диапазона от скорости ветра. Показано, что зависимость близка к полученной в оптическом эксперименте [53].

**Четвертая глава** посвящена определению скорости ветра по данным радиолокатора Ку-диапазона на спутнике GPM. Поскольку напрямую измеренный УЭПР при углах падения  $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$  слабо зависит от скорости ветра, предлагается использовать УЭПР при нулевом угле падения, восстановленный в полосе обзора, как описано во второй главе. В разделе 4.1 приводится обзор работ по определению скорости приводного ветра по микроволновым измерениям. Обсуждаются алгоритмы определения скорости ветра при малых углах падения. В разделе 4.2 описаны используемые для построения модели данные морских буев. Разделе 4.3 посвящен построению регрессионной модели для определения скорости ветра по УЭПР при нулевом угле падения. Основные шаги при построении модели аналогичны изложенным в работе [10]. В настоящей работе предложена более простая, чем в [10] параметризация зависимости скорости ветра от УЭПР. Разделе 4.4 посвящен валидации полученной модели по данным скаттерометра ASCAT. Показано, что скорость ветра по измерениям DPR определяется с высокой точностью (СКО между восстановленными по данным скаттерометра скоростями ветра и по данным радиолокатора Ку-диапазона составляет 1.26 м/с), причем даже в тех частях полосы обзора, которые соответствуют углам падения  $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$ .

В пятой главе обсуждается применение данных радиолокатора Ку-диапазона для детектирования ледяного покрова. В разделе 5.1 речь идет о статистике значений УЭПР при углах падения от  $0^{\circ}$  до  $4.5^{\circ}$  для покрытой льдом и взволнованной морской поверхности. Показано, что при этих углах падения классификация типа подстилающей поверхности может быть затруднительна.

В разделе 5.2 описан метод определения границы ледяного покрова вдоль направления полета методом Canny edge detection из работы [54] для одномерного случая. На примере Охотского моря показано хорошее соответствие определенных границ измерениям радиометра GMI на частоте 36.6 ГГц. В разделе 5.3 обсуждается вид угловой зависимости УЭПР для взволнованной и покрытой льдом морской поверхности. Приводятся формулы для расчета коэффициента эксцесса плотности вероятности уклонов. Показано, что поскольку плотность вероятности уклонов взволнованной водной поверхности близка к нормальному распределению, коэффициент эксцесса для нее близок к единице, а для поверхности льда достигает 20. В разделе 5.3 описана методика определения граничного значения коэффициента эксцесса для классификации типа подстилающей поверхности (вода или лед). В качестве сопутствующей информации о положении ледяного покрова использовались данные о сплоченности льда по измерениям радиометра GMI (GPM Microwave Imager), установленного на том же спутнике, что и радиолокатор Ku-диапазона. В качестве критерия качества классификации была выбрана F-мера. Сравнение распределения ледяного покрова по данным радиолокатора Ku-диапазона на спутнике GPM, работающего в широтах не выше  $65^\circ$ , и карты ледяного покрова по данным радиометра AMSR-2 с сайта Бременского университета подтвердило работоспособность алгоритма.

В заклучении приведены основные результаты работы.

## Глава 1. Исторический обзор

В данной главе описаны основные ограничения, в рамках которых получено приближение геометрической оптики, широко применяемое для интерпретации данных при малых углах падения, приведены модели УЭПР для покрытой льдом морской поверхности. Приведен краткий обзор работ, связанных с радиолокационным зондированием морской поверхности при малых углах падения. Исследование, представленное в диссертации, в значительной степени опирается на данные дождевых радиолокаторов спутников TRMM и GPM, поэтому им будет уделено основное внимание во втором разделе данной главы.

### 1.1 Приближение геометрической оптики

Сечение обратного рассеяния — это эффективная площадь условного объекта, которая способна перехватить падающую мощность и переизлучить ее изотропно в окружающее пространство, при этом плотность потока мощности на приемнике будет такой же, как при отражении от истинной цели:

$$\sigma = 4\pi R^2 \frac{|\vec{E}_s^2|}{|\vec{E}_i^2|}, \quad (1.1)$$

где  $R$  — расстояние от цели до приемника,  $\vec{E}_i^2$  — падающее поле у отражающей поверхности,  $\vec{E}_s^2$  — отраженное поле у приемника.

Сигнал, рассеянный от распределенной цели, такой, как случайная морская поверхность, флуктуирует во времени и пространстве. Чтобы сделать статистические параметры освещенной области независимыми от области засветки, измеряется средняя рассеянная мощность на единицу площади распределенной цели. В этом случае говорят о нормированном сечении обратного рассеяния или удельном эффективном поперечнике рассеяния (УЭПР)

$$\sigma^0 = \frac{4\pi R^2 \langle |\vec{E}_s^2| \rangle}{A |\vec{E}_i^2|}, \quad (1.2)$$

где  $A$  — площадь засветки.

Рассмотрим поле, рассеянное морской поверхностью. Это поверхность статистическая, геометрия которой не задана, но известна статистика возвышений и уклонов. Известен спектр возвышений морской поверхности  $S(\kappa)$ , где  $\kappa$  — волновое число для волн на поверхности воды. Спектр содержит широкий диапазон длин волн: от сотен метров до миллиметров. Построение модели рассеяния для такой поверхности затруднительно, поэтому применяют различные подходы для упрощения ситуации и получения решения в аналитическом виде. Для дальнейшего рассмотрения воспользуемся понятием двухмасштабной модели рассеивающей поверхности. При таком подходе спектр волнения делится на крупномасштабное и мелкомасштабное волнение относительно длины электромагнитной волны (принцип будет рассмотрен далее). В результате поверхность представляется в виде суммы крупномасштабных неровностей, покрытых мелкой рябью. В зависимости от угла зондирования, меняется «наглядное» объяснение механизма обратного рассеяния и роль в нем крупномасштабной и мелкомасштабной компонент спектра волнения. Обзор приближений, применяемых для описания рассеяния электромагнитного излучения взволнованной морской поверхностью приведен в [55].

При средних углах падения доминирующим является резонансный механизм обратного рассеяния. Величина отраженного сигнала пропорциональна спектральной плотности ряби на резонансной длине волны для падающего излучения. Уклоны крупномасштабной поверхности изменяют локальный угол падения, и соответственно, резонансную длину волны. Этот приводит к изменению мощности отраженного сигнала.

При малых углах падения доминирующим является квазизеркальный механизм обратного рассеяния. Отражение происходит от участков волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. В результате мощность отраженного сигнала определяется статистикой уклонов крупномасштабной поверхности, а мелкомасштабная рябь влияет на коэффициент отражения. Рассеяние на мелких шероховатостях уменьшает коэффициент отражения по сравнению с коэффициентом Френеля.

Рассмотрим задачу рассеяния электромагнитных волн при малых углах падения для частного случая моностатического зондирования и горизонтальной поляризации, поскольку на горизонтальной поляризации работают радиолока-

торы на спутниках TRMM и GPM. Поле будем искать в дальней зоне. Схема для решения задачи представлена на рисунке 1.1.

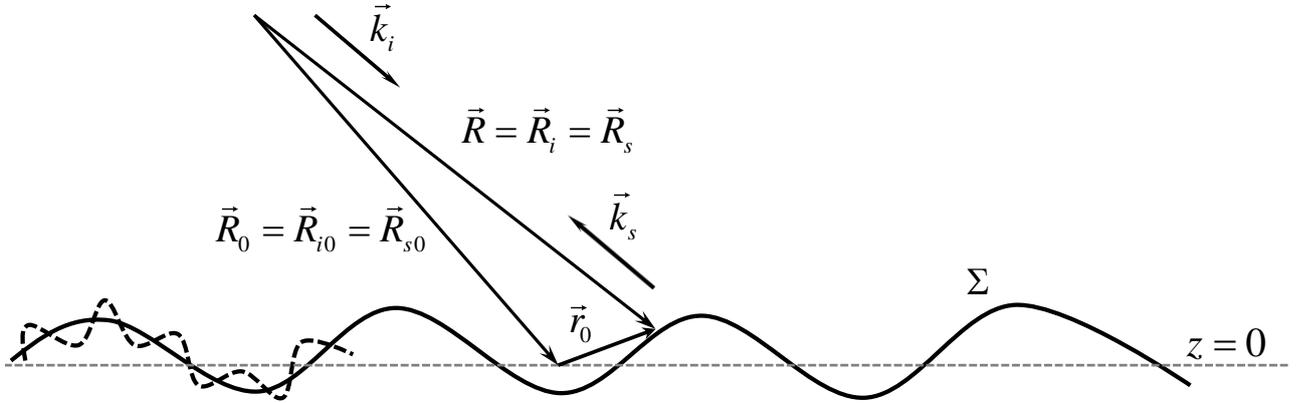


Рисунок 1.1 — Схема моностатического зондирования морской поверхности. В рамках двухмасштабной модели морской поверхности: сплошная черная линия — сглаженная крупномасштабная поверхность  $\Sigma$ , пунктирная черная линия — мелкомасштабная рябь.

Обозначим крупномасштабную поверхность  $\Sigma$ . Решение задачи об определении поля, рассеянного  $\Sigma$ , сводится к определению поля внутри замкнутой оболочки [56]. В результате поле в любой точке над поверхностью определяется как интеграл от поля по поверхности  $\Sigma$

$$\vec{E}_s(x', y', z') = \int_{\Sigma} F(\vec{E}_s|_{\Sigma}, \vec{H}_s|_{\Sigma}, G, \nabla G) d\Sigma,$$

$$G = \frac{e^{ik_s R_s}}{R_s},$$

где  $G$  — функция Грина в трехмерном пространстве,  $\vec{R}_s$  — радиус-вектор от приемника до элемента поверхности,  $\vec{k}_s$  — волной вектор рассеянного электромагнитного излучения.

Известно, что

$$\nabla R_s = \frac{\vec{R}_s}{R_s} = -\frac{\vec{k}_s}{k_s}. \quad (1.3)$$

Сразу стоит отметить, что при  $k_s R_s \gg 1$

$$\nabla G = \left( -\frac{1}{R_s^2} + \frac{ik_s}{R_s} \right) e^{ik_s R_s} \nabla R_s \approx -ik_s \frac{e^{ik_s R_s}}{R_s}. \quad (1.4)$$

В рамках приближения Кирхгофа поверхность в каждой ее точке рассматривают как локально плоскую и пренебрегают дифракционными эффектами. В случае горизонтальной поляризации (волновой вектор перпендикулярен плоскости падения), рассеянное поле равно падающему, умноженному на коэффициент отражения

$$\vec{E}_s = R_{eff} \vec{E}_i, \quad (1.5)$$

где  $R_{eff}$  — эффективный коэффициент отражения. Для гладкой поверхности воды  $R_{eff}$  равен коэффициенту Френеля; для покрытой рябью поверхности  $R_{eff}$  меньше за счет рассеяния на мелких неровностях. Для вертикальной поляризации рассуждения будут теми же, но коэффициент отражения будет отличаться.

Если рассматривается детерминированная поверхность, то эффектами дифракции можно пренебречь при выполнении следующего условия

$$a \gg \frac{\lambda}{2\pi \cos^3 \theta}, \quad (1.6)$$

где  $\theta$  — угол падения излучения на поверхность,  $a$  — локальный радиус кривизны поверхности.

Если рассматривается статистически неровная морская поверхность, то должны выполняться условия [57]

$$\Lambda \gg \lambda, \quad (1.7)$$

$$R_c \gg \frac{\lambda}{2\pi \cos^3 \theta}, \quad (1.8)$$

где  $\lambda$  — длина волны микроволнового излучения,  $\Lambda$  — характерная длина волны крупномасштабного волнения,  $\theta$  — угол падения,  $R_c$  — средний радиус кривизны крупномасштабной поверхности  $\Sigma$ , равный

$$R_c = \left[ \int_0^{\kappa_b} \kappa^4 S(\kappa) d\kappa \right]^{-1/2}, \quad (1.9)$$

где  $\kappa_b$  — граница между крупномасштабной и мелкомасштабной частями спектра волнения. Падающее поле имеет вид расходящейся сферической волны и

на отражающей поверхности имеет вид

$$E_i \sim \frac{e^{ik_i R_i}}{R_i}, \quad (1.10)$$

где  $\vec{R}_i$  — радиус-вектор от источника до элемента поверхности,  $\vec{k}_i$  — волной вектор падающего электромагнитного излучения. В результате преобразований [58] получено выражение

$$\vec{E}_s = \frac{ik}{4\pi} \int_{\Sigma} R_{eff}(\vec{n}, \vec{k}_i) \frac{e^{i(k_s R_s + k_i R_i)}}{R_s R_i} \vec{E}_{s0}(\vec{n}, \vec{k}_i, \vec{k}_s, \vec{E}_{i0}) d\Sigma, \quad (1.11)$$

где векторы  $\vec{E}_{s0}$  и  $\vec{E}_{i0}$  отвечают за поляризацию отраженного и падающего поля.

Перейдем от интегрирования по поверхности к интегрированию по плоскости  $z = 0$ , воспользовавшись выражением  $dS = dx dy / n_z = d\vec{r} / n_z$ , где  $n_z$  — компонента нормали к поверхности вдоль оси  $z$ . Пусть возвышения морской поверхности относительно плоскости  $z = 0$  описываются случайной функцией  $\zeta(\vec{r})$ , где  $\vec{r}$  — радиус-вектор точки на плоскости  $z = 0$ .  $R_{i0}$  — расстояние от источника до точки  $\vec{r} = 0$ , а  $R_{s0}$  — расстояние от точки  $\vec{r} = 0$  до приемника. Радиус-вектор произвольной точки поверхности будет равен  $\vec{r}_0 = \{\vec{r}, \zeta\} = \{x, y, \zeta\}$ . Разложив  $R_i$  и  $R_s$  в ряд Тэйлора вокруг  $R_{i0}$  и  $R_{s0}$ , получим (согласно 1.3)

$$R_i \approx R_{i0} + \nabla R_i \vec{r}_0 = R_{i0} + \frac{\vec{k}_i}{k_i} \vec{r}_0,$$

$$R_s \approx R_{s0} + \nabla R_s \vec{r}_0 = R_{s0} - \frac{\vec{k}_s}{k_s} \vec{r}_0.$$

Обозначим  $\vec{q} = \vec{k}_s - \vec{k}_i = \{q_x, q_y, q_z\}$ , при моностатическом зондировании  $|\vec{q}| = 2k$ . Такое разложение будет иметь место для быстро меняющейся фазы под экспонентой. Для радиус-векторов в знаменателе  $R_{i,s} \approx R_{i0,s0}$ .

$$\vec{E}_s = \frac{ik}{4\pi} \int \vec{E}_{s0}(\vec{n}, \vec{k}_i, \vec{k}_s, \vec{E}_{i0}) \frac{R_{eff}(\vec{n}, \vec{k}_i)}{n_z} \frac{e^{i(k_s R_{s0} + k_i R_{i0})}}{R_{s0} R_{i0}} e^{-i(q_z \zeta + q_x x + q_y y)} dx dy, \quad (1.12)$$

Обозначим  $\sigma_h$  — дисперсию высот морской поверхности. В коротковолновом приближении  $q_z \sigma_h \gg 1$  основной вклад в интеграл вносят окрестности точек стационарной фазы в экспоненте. Кроме того, длина волны должна быть

много меньше локального радиуса кривизны поверхности (это условие (1.6)), а также наклоны поверхности должны быть много меньше угла скольжения излучения, чтобы не было затенений и многократных отражений. Точки стационарной фазы определяются следующим образом

$$\frac{\partial(\vec{q}\vec{r})}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial(\vec{q}\vec{r})}{\partial y} = 0, \quad (1.13)$$

тогда  $\zeta'_x = -q_x/q_z$  и  $\zeta'_y = -q_y/q_z$ , и нормаль к поверхности сонаправлена с  $\vec{q}$ :  $\vec{n} = \vec{q}/q$ . Это точки зеркального отражения поля. Для таких участков поверхности угол падения равен нулю. Медленно меняющиеся множители могут быть вынесены за знак интеграла. Тогда модуль напряженности поля имеет вид

$$E_s = \frac{ikR_{eff}(0)q}{4\pi q_z} \frac{e^{i(k_s R_{s0} + k_i R_{i0})}}{R_{s0}R_{i0}} \int e^{-i(q_z \zeta + q_x x + q_y y)} dx dy, \quad (1.14)$$

где  $R_{eff}(0)$  — эффективный коэффициент отражения при угле падения, равном нулю.

Итак, среднее поле в данном приближении будет иметь вид

$$\langle E_s \rangle \sim \int \langle e^{-iq_z \zeta} \rangle e^{-iq_x x + q_y y} dx dy, \quad (1.15)$$

где угловые скобки означают усреднение по статистическому ансамблю. Выражение  $\langle e^{-iq_z \zeta} \rangle$  является характеристической функцией высот поверхности, не зависящей от  $x, y$ . Возвышения морской поверхности подчиняются нормальному распределению с дисперсией  $\sigma_h$ . Тогда

$$\langle e^{-iq_z \zeta} \rangle = e^{-2\pi^2 \sigma_h^2 \cos^2 \theta / \lambda^2}, \quad (1.16)$$

где  $\lambda$  — длина волны электромагнитного излучения. Тогда среднее поле определяется выражением

$$\langle E_s \rangle \sim e^{-2\pi^2 \sigma_h^2 \cos^2 \theta / \lambda^2} \int e^{-i(q_x x + q_y y)} dx dy = e^{-2\pi^2 \sigma_h^2 \cos^2 \theta / \lambda^2} \delta(q_x) \delta(q_y). \quad (1.17)$$

Это означает, что при моностатическом зондировании когерентная компонента мощности поля  $|\langle \vec{E}_s \rangle|^2$  будет отлична от нуля лишь при нулевом угле падения, и ее величина будет расти с уменьшением соотношения  $\sigma_h/\lambda$ .

Средняя интенсивность поля имеет вид

$$\langle \vec{E}_s \vec{E}_s^* \rangle \sim \left\langle \iint_A \iint_A e^{i(q_x(x-x') + q_y(y-y') + q_z(\zeta(x,y) - \zeta(x',y'))) dx dy dx' dy'} \right\rangle, \quad (1.18)$$

Произведем замену переменных

$$\begin{aligned} q_z(x - x') &= u, \\ q_z(y - y') &= v. \end{aligned}$$

Разложим функцию  $\zeta(x', y')$  в ряд вокруг точки  $(x, y)$ :

$$\zeta(x', y') \approx \zeta(x, y) + \zeta'_x(x' - x) + \zeta'_y(y' - y), \quad (1.19)$$

Обозначим  $s_{x,y} = -q_{x,y}/q_z$ . Тогда интеграл в (1.18) примет вид

$$\frac{1}{q_z^2} \left\langle \iint_A dx' dy' \iint e^{i[(\zeta'_x - s_x)u + (\zeta'_y - s_y)v]} dudv \right\rangle = \quad (1.20)$$

$$= \frac{4\pi^2 A}{q_z^2} \langle \delta(\zeta'_x - s_x) \delta(\zeta'_y - s_y) \rangle. \quad (1.21)$$

Поскольку известна  $w(\zeta'_x, \zeta'_y)$  — двумерная плотность распределения уклонов поверхности  $\zeta(x, y)$ , произведем усреднение по статистическому ансамблю в (1.20)

$$\begin{aligned} \frac{4\pi^2 A}{q_z^2} \iint \delta(\zeta'_x - s_x) \delta(\zeta'_y - s_y) w(\zeta'_x, \zeta'_y) d\zeta'_x d\zeta'_y &= \\ &= \frac{4\pi^2 A}{q_z^2} w(s_x, s_y). \end{aligned}$$

Если источник и приемник совмещены,  $R_{i0} = R_{s0} = R$ , для средней интенсивности поля получим

$$\langle \vec{E}_s \vec{E}_s^* \rangle \sim \frac{A |R_{eff}(0)|^2}{R^4} \left( \frac{q}{q_z} \right)^4 w(s_x, s_y), \quad (1.22)$$

Угол падения излучения на плоскость  $z = 0$  равен  $\theta$ ,  $q_z/q = \cos \theta$ . Интенсивность падающего поля имеет вид

$$|E_i|^2 \sim \frac{1}{R^2}, \quad (1.23)$$

тогда УЭПР в приближении геометрической оптики определяется выражением

$$\sigma^0 = \pi |R_{eff}(0)|^2 \frac{w(s_x, s_y)}{\cos^4 \theta}. \quad (1.24)$$

Эффективный коэффициент отражения  $|R_{eff}(0)|^2$  слабо зависит от скорости ветра. В частности, для скоростей ветра в диапазоне 5–15 м/с он уменьшается от 0.5 до 0.45 [15].

Обозначим оси вдоль и поперек направления распространения волнения  $X'$  и  $Y'$  соответственно, пусть ось  $X$  — в плоскости падения излучения на морскую поверхность, ось  $Y$  — перпендикулярна ей. Функция плотности распределения уклонов квазигауссова, и аппроксимируется рядом Грамма-Шарлье

$$w(s_{x'}, s_{y'}) = w(s_x, s_y) \left\{ 1 - \frac{1}{2} c_{12} (\xi_{x'}^2 - 1) \xi_{y'} - \frac{1}{6} (\xi_{y'}^3 - 3\xi_{y'}) + \dots \right\}, \quad (1.25)$$

где  $\xi_{x'} = s_{x'}/\sqrt{\sigma_{x'}^2}$ ,  $\xi_{y'} = s_{y'}/\sqrt{\sigma_{y'}^2}$  ( $\sigma_{x'}^2$  и  $\sigma_{y'}^2$  — дисперсии уклонов соответственно вдоль  $X'$  и  $Y'$ ). В [59] получена зависимость  $c_{21}$  и  $c_{03}$  от скорости ветра по данным дождевого радиолокатора. Значения коэффициентов  $c_{pq}$  невелики, и при дальнейшей обработке ими пренебрегаем.

В общем случае, когда плоскость падения ориентирована произвольно относительно направления ветра, двумерная Гауссова функция распределения выглядит следующим образом

$$w_{gauss}(s_x, s_y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-K_{xy}^2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2(1-K_{xy}^2)} \left[ \frac{s_x^2}{\sigma_x^2} - 2K_{xy}s_x s_y + \frac{s_y^2}{\sigma_y^2} \right] \right\}, \quad (1.26)$$

где  $\sigma_x^2$  и  $\sigma_y^2$  — дисперсия уклонов вдоль осей  $X$  и  $Y$  соответственно, а  $K_{xy}$  — коэффициент корреляции между уклонами вдоль осей  $X$  и  $Y$ . По заданному направленному спектру волнения эти величины вычисляются следующим образом

$$\sigma_x^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_b} \Psi(\kappa, \phi) \kappa^3 \cos^2(\phi - \phi_0) d\phi d\kappa, \quad (1.27)$$

$$\sigma_y^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_b} \Psi(\kappa, \phi) \kappa^3 \sin^2(\phi - \phi_0) d\phi d\kappa, \quad (1.28)$$

$$K_{xy} = -\frac{1}{\sigma_x\sigma_y} \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_b} \Psi(\kappa, \phi) \kappa^3 \sin(\phi - \phi_0) \cos(\phi - \phi_0) d\phi d\kappa, \quad (1.29)$$

где  $\phi_0$  — направление распространения волнения,  $\Psi(\kappa, \phi)$  — направленный спектр волнения.

На рисунке 1.2 представлены зависимости от скорости ветра дисперсий уклонов  $\sigma_x^2$ ,  $\sigma_y^2$  и  $\sigma_{tot}^2 = \sigma_x^2 + \sigma_y^2$ , рассчитанных по модели спектра волнения [60], соответствующие измерениям в Ку-диапазоне. Вид спектра приведен в приложении А.

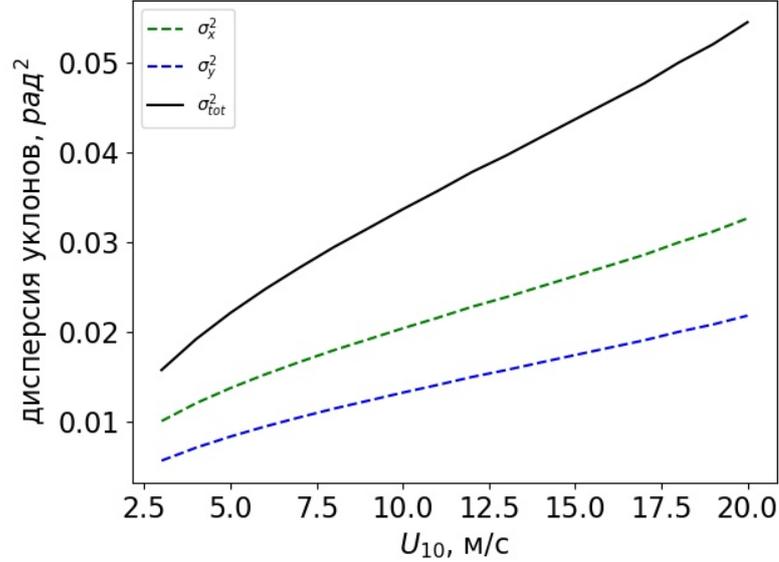


Рисунок 1.2 — Зависимость от скорости ветра дисперсии уклонов вдоль направления ветра (зеленая пунктирная кривая), поперек направления ветра (синяя пунктирная кривая) и их суммы (черная сплошная кривая).

Из (1.30) и (1.26) следует, что при нулевом угле падения УЭПР равен

$$\sigma^0(0) = \frac{|R_{eff}(0)|^2}{2\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-K_{xy}^2}}. \quad (1.30)$$

Часто  $K_{xy}$  пренебрегают по сравнению с 1 [59]. Но в этом случае  $\sigma^0(0)$  будет зависеть от направления волнения, что не физично.

Стоит оговориться, что в эксперименте по данным радиовысотомера была обнаружена слабая зависимость  $\sigma^0(0)$  от направления распространения волнения. В работе [61] получены оценки зависимости УЭПР при надире от направления ветра. Амплитуда азимутальной модуляции составила менее процента. Этот эффект является более «тонким» и его связывают с ориентацией ряби относительно направления линейной поляризации электромагнитного поля, то есть с вариациями эффективного коэффициента отражения. Этот эффект здесь

учитывать не будем. Далее считаем УЭПР при надире постоянным для любого направления волнения. Поскольку сканирование происходит только вдоль оси  $X$ , то зависимость УЭПР от угла падения примет вид

$$\sigma^0(\theta) = \frac{|R_{eff}(0)|^2 \exp\left[-\frac{\tan^2 \theta}{2\sigma_x^2(1-K_{xy}^2)}\right]}{\cos^4 \theta \cdot 2\sigma_x \sigma_y^2 \sqrt{1-K_{xy}^2}}. \quad (1.31)$$

## 1.2 Модели УЭПР для покрытой льдом морской поверхности

Существует множество моделей, описывающих рассеяние волн СВЧ диапазона поверхностью льда. Обзоры моделей приведены, например, в работах [62; 63].

Приведем здесь примеры моделей для УЭПР покрытой льдом морской поверхности. Одной из первых появилась модель, где рассеяние при малых углах падения предполагалось квазизеркальным [64]. При увеличении угла падения необходимо учитывать вклад диффузного рассеяния (метод возмущений), связанного с шероховатостью ледяного покрова, и формула для сечения обратного рассеяния принимает следующий вид

$$\sigma^0 = \sigma_I^0(0) \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{a^2}\right) + \sigma_{II}^0(0) \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{b^2}\right), \quad (1.32)$$

где первое слагаемое отвечает за квазизеркальное рассеяние, а второе — за диффузное.

$$\sigma_I^0(0) = \frac{K_{f0}^2}{a^2}, \quad (1.33)$$

$$\sigma_{II}^0(0) = \gamma \sigma_I^0(0), \quad (1.34)$$

$$a^2 = \frac{4\sigma^2 hL}{l_{hL}^2}, \quad (1.35)$$

$$b^2 = \frac{b_0^2}{1 \pm 2b_0} b_0^2 = \frac{4\sigma^2 hS}{l_{hS}^2}, \quad (1.36)$$

где  $K_{f0}^2$  — коэффициент отражения,  $\gamma$  равен соотношению между диффузной и зеркальной компонентами;  $\sigma_{hL,S}^2$  и  $l_{hL,S}^2$  — дисперсии высот и радиусы корреляции соответственно крупномасштабной (L) и мелкомасштабной (S) составляющих морской поверхности, а знак « $\pm$ » отвечает за поляризационную зависимость (знак «+» соответствует горизонтальной поляризации).

При малой спектральной плотности эффективных шероховатостей морского льда рассеяние может быть получено в рамках метода малых возмущений [58]. В этом случае для углов зондирования, отличных от вертикального, сечение обратного рассеяния определяется следующей формулой

$$\sigma^0 = 4\pi k^4 \cos^4 \theta |F_{pp}(\epsilon, \theta)|^2 S_{eff}(\kappa_{br}), \quad (1.37)$$

где  $\kappa_{br} = 2k \sin \theta$ ,  $F_{pp}(\epsilon, \theta)$  — коэффициент отражения, полученный в рамках метода возмущений [58]. Индексы  $pp$  обозначают вертикальную (вв) или горизонтальную (гг) поляризации. Спектры эффективных шероховатостей задаются в виде

$$S_{eff}(\kappa_{br}) \sim A \kappa^{-n} = \frac{A}{(2k \sin \theta)^n}. \quad (1.38)$$

### 1.3 Обзор экспериментов при малых углах падения

Здесь приведен краткий исторический обзор экспериментальных работ по измерению сечения обратного рассеяния при малых углах падения. За рамками обсуждения оставим вопросы, касающиеся доплеровского спектра сигнала, а также формы отраженного импульса.

С момента появления радиолокаторов исследование рассеяния СВЧ-излучения морской поверхностью было одной из важнейших задач. Сначала сигнал, связанный с отражением электромагнитного излучения морской поверхностью интерпретировался как шумовой, но позже он стал рассматриваться как источник информации о параметрах волнения и скорости приводного ветра. В конце шестидесятых — начале семидесятых годов в Naval Research Laboratory (NRL) и National Aeronautics and Space Administration, Johnson Space Center (NASA-JSC) был проведен ряд экспериментов, нацеленных на получение количествен-

ной информации о зависимости сечения обратного рассеяния на вертикальной, горизонтальной и перекрестной поляризациях от азимутального угла и угла падения для длин волн от 75 до 2.5 см [65; 66].

В те же годы в научных школах США и СССР развивалась теория рассеяния СВЧ излучения статистически неровной поверхностью [58; 67; 68]. Были предложены приближенные методы решения задачи рассеяния электромагнитного излучения морской поверхностью: в высокочастотном приближении методы физической и геометрической оптики, метод малых возмущений, а также их комбинация в рамках двухмасштабной модели морской поверхности. Приближенные модели показали хорошее согласие с натурными измерениями. Для наглядной интерпретации экспериментальных данных было предложено два механизма рассеяния электромагнитного излучения СВЧ-диапазона морской поверхностью: квазизеркальный механизм, доминирующий при малых углах падения (ориентировочно  $0^\circ$ – $15^\circ$ ) и брэгговский механизм, преобладающий при средних углах падения (примерно  $20^\circ$ – $60^\circ$ ).

Прикладной задачей экспериментов было, в частности, выяснить оптимальные условия измерения скорости приводного ветра (схема сканирования, длина волны радиолокатора, углы падения). Было показано, что наиболее сильная зависимость от скорости ветра наблюдается при средних углах падения. При нулевом угле падения наблюдается обратная зависимость, т.е. с увеличением скорости приводного ветра происходит уменьшение сечения обратного рассеяния. При углах падения около  $10^\circ$  сигнал практически не чувствителен к скорости ветра. Накопленный опыт был применен при разработке аппаратуры на спутник Seasat.

Спутник работал с июня по октябрь 1978 года, и анализ данных его приборов (радиолокатор с синтезированной апертурой — РСА, радиолокатор вблизи надирного зондирования, скаттерометр, радиометр и радиовысотометр) определил направления для дальнейшего развития дистанционного зондирования Земли. На спутнике работал первый радиолокатор космического базирования при малых углах падения (Ku-диапазон). Ширина полосы канала вблизи надирного зондирования составляла 140 км, сечение обратного рассеяния измерялось при углах падения  $0^\circ$ ,  $4^\circ$ , и  $8^\circ$  [69]. Скаттерометр охватывал область средних углов падения ( $25^\circ$ – $50^\circ$ ).

По данным радиолокаторов на Seasat в ходе обсуждений на семинарах, где участвовали ученые из нескольких университетов США, была построена геофизическая модельная функция SASS, описывающая зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения в диапазоне от  $0^\circ$  до  $50^\circ$  [70]. Схема сканирования радиолокаторов на спутнике Seasat представлена на рисунке 1.3.

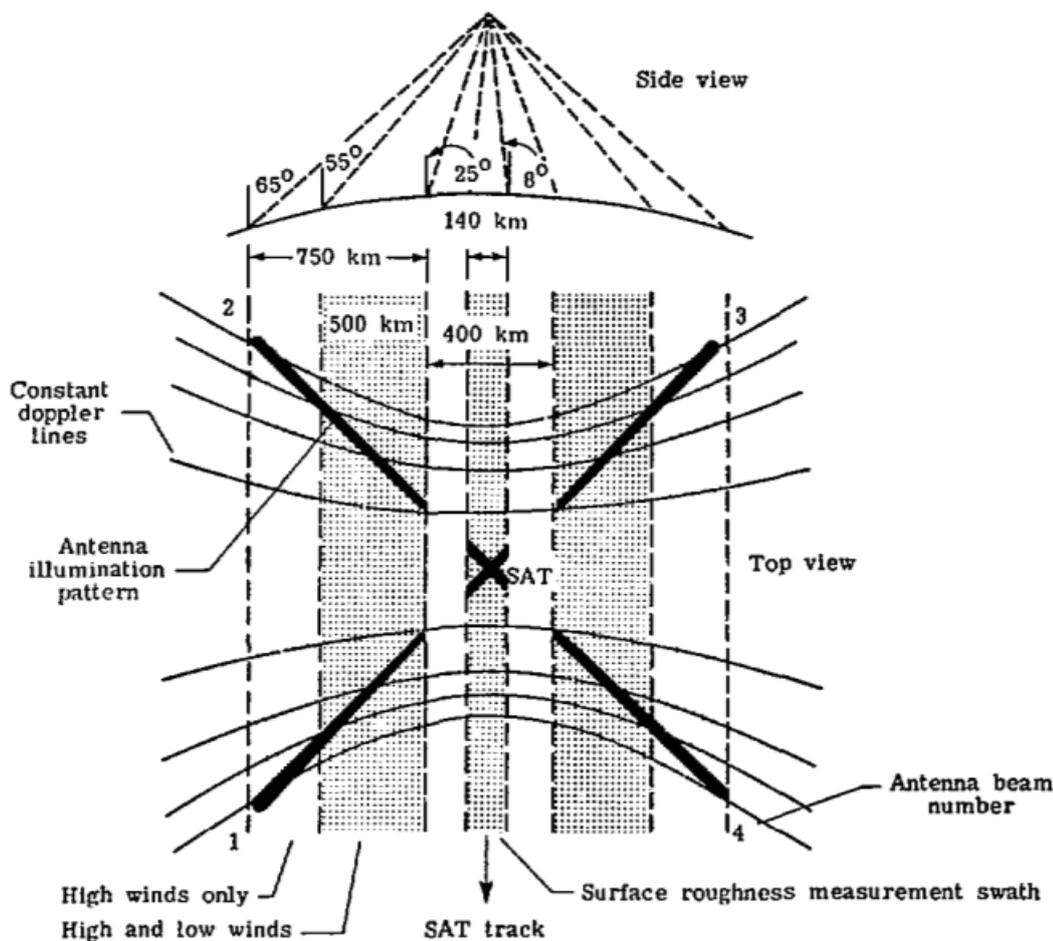


Рисунок 1.3 — Схема сканирования для радиолокаторов на спутнике Seasat.

В середине 80-х были проведены эксперименты, в которых использовались радиолокаторы Ka-диапазона (8 мм) и X-диапазоном (3 см) [71]. В области малых углов падения измерения велись при углах падения от  $0^\circ$  и  $8^\circ$ . В рамках приближения геометрической оптики были определены дисперсии уклонов и эффективные коэффициенты отражения в зависимости от направления сканирования относительно направления ветра (рассматривалось сканирование вдоль и поперек направления ветра).

В последующие годы активно развивались радиовысотометры и скаттерометры, то есть исследовалось рассеяние СВЧ волн при нулевом и при средних углах падения. И только начиная с девяностых годов на орбите снова появи-

лись радиолокаторы, выполняющие зондирование при малых углах падения. Первым был выведен на орбиту спутник TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission — TRMM (1997-2014) [72]) на борту которого был установлен дождевой радиолокатор Ku-диапазона (Precipitation Radar — PR). Дальнейшее развития миссия по измерению осадков получила в 2014 году, когда на орбиту был выведен спутник GPM (Global Precipitation Measurement — GPM), на котором был установлен двухчастотный дождевой радиолокатор (Dual-frequency Precipitation Radar — DPR), выполняющий измерения в Ku- и Ka-диапазонах [14]. Понимание преимуществ измерений обратного рассеяния при малых углах падения для определения параметров морского волнения привело к появлению спектрометра SWIM (Surface Waves Investigation and Monitoring), который был разработан французскими исследователями. Радиолокатор Ku-диапазона вошел в состав аппаратуры спутника CFOSAT (Chinese-French Oceanography Satellite) и начал проводить измерения с 2018 года.

Дождевые радиолокаторы работают в режиме сканирования поперек направления движения и угол падения меняется в интервале  $\pm 18.1^\circ$ . Основная задача PR и DPR — измерение пространственного распределения осадков в атмосфере, но также доступны данные о сечении обратного рассеяния морской поверхности или суши. Характеристики радиолокаторов приводятся в приложении Б.

Схема зондирования радиолокатора SWIM на борту CFOSAT приведена на рисунке 1.4. У SWIM пять вращающихся вокруг вертикальной оси антенн и измерения выполняются при углах падения  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $8^\circ$  и  $10^\circ$ . Кроме того, на борту спутника есть радиовысотомер, выполняющий измерения при нулевом угле падения. Спектрометр SWIM разрабатывался для измерения направленного спектра волнения из космоса.

Новые данные о сечении обратного рассеяния при малых углах падения были с интересом встречены исследователями. Ряд работ был посвящен анализу данных PR и DPR над сушей применительно к определению влажности почвы [73], а также к проявлениям засушливых регионов, пустынь в радиолокационном сигнале при малых углах падения [74]. Интересные результаты были получены при анализе болотистой местности и весеннего половодья [75].

Анализ данных PR над океаном изначально был мотивирован тем, что в алгоритмах определения осадков не учитывалось влияние шероховатости мор-

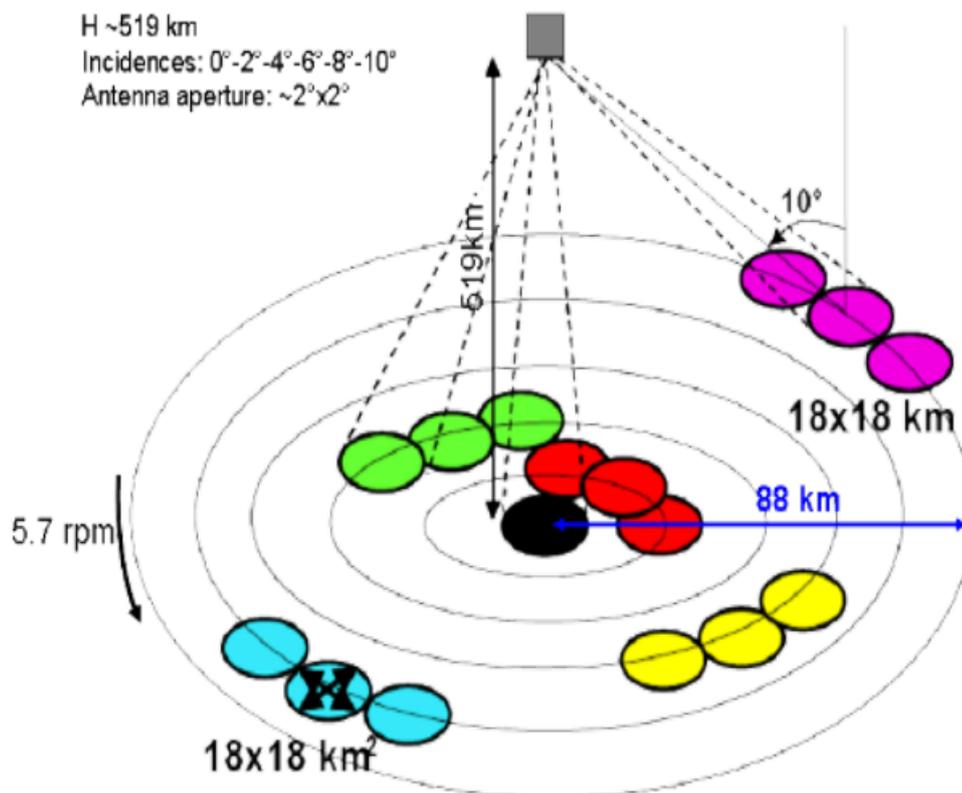


Рисунок 1.4 — Схема сканирования радиолокатора SWIM на спутнике CFOSAT.

ской поверхности на оценку ослабления сигнала в атмосфере. Поэтому в работе [76] проводится анализ влияния скорости ветра на ошибку при определении интенсивности осадков. Применяется расчет сечения обратного рассеяния по модели SASS в зависимости от скорости ветра, где скорость ветра была определена по данным радиометра TMI (TRMM Microwave Imager) [77].

Большие объемы спутниковых данных позволили провести более тщательный анализ факторов, влияющих на сечение обратного рассеяния при малых углах падения. В этом направлении основополагающей стала работа [15]. В ней фокус внимания был направлен на данные о сечении обратного рассеяния PR. В качестве сопутствующей информации использовались измерения скорости ветра TMI. В статье были намечены основные подходы к анализу данных при малых углах падения, которые применяются до сих пор. Во-первых, был более тщательно проведен регрессионный анализ зависимости сечения обратного рассеяния от скорости ветра для разных углов падения, как продолжение работы [76]. Во-вторых, в рамках приближения геометрической оптики исследовались зависимости дисперсии уклонов и эффективного коэффициента отражения от скорости ветра.

В ряде работ было проведено исследование влияния различных факторов на сечение обратного рассеяния: статистических параметров волнения, типа (возраста) волнения, температуры воды, влияние направления ветра на анизотропию азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния.

В работе [16] по данным TRMM PR и морских буев построена зависимость коэффициента корреляции между УЭПР и следующими параметрами, измеренными буюми: высотой значительного волнения  $H_s$ , пиковым и средним периодами волнения  $T_p$  и  $T_a$ , скоростью ветра  $U_{10}$ , возрастом волнения  $\beta = C_p/U_{10}$ , где  $C_p$  — фазовая скорость для пика спектра волнения, а также крутизны волнения  $\delta_a = H_s/\lambda_a$  и  $\delta_p = H_s/\lambda_p$  ( $\lambda_a$  и  $\lambda_p$  — длины волн, соответствующие  $T_a$  и  $T_p$ ). Зависимости получены для различных типов волнения: развивающееся, полностью развитое, смешанное и зыбь. На рисунке 1.5 приведем общие зависимости (без разделения на типы волнения). Показано, что угол падения, где корреляция практически отсутствует, зависит от типа волнения и меняется от  $6^\circ$  до  $10^\circ$ . Максимальный по модулю коэффициент корреляции наблюдается при нулевом угле падения и на краю полосы обзора.

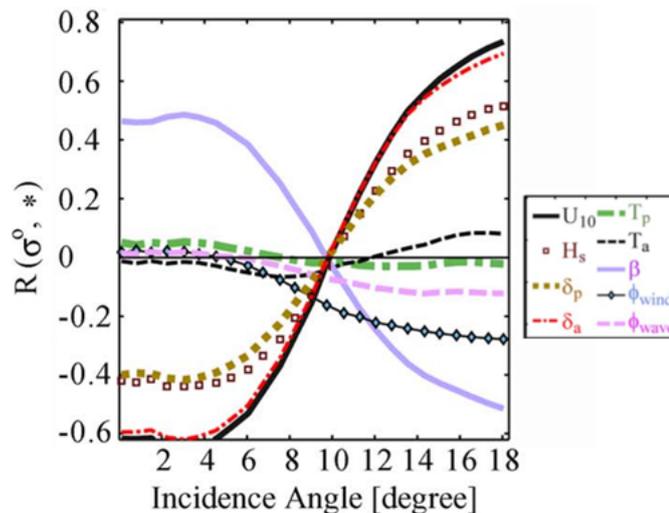


Рисунок 1.5 — Зависимость коэффициента корреляции Спирмена между УЭПР и скоростью ветра, возрастом волнения и параметрами из работы [16].

В работе [59] исследуется азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния. На большом массиве данных показано, что при малых углах падения в сигнале присутствует модуляция, связанная с изменением направления ветра. Исследованы асимметрия и анизотропия сигнала на примере данных PR.

Параллельно велась подготовка к запуску следующей миссии по измерению интенсивности осадков GPM — Global Precipitation Measurement. На спут-

нике следующей миссии к дождевому радиолокатору Ku-диапазона был добавлен радиолокатор Ka-диапазона. Также на спутнике установлен многоканальный радиометр GPM Microwave Imager (GMI). Схема сканирования радиолокаторов и радиометра на спутнике GPM представлена на рисунке 2.1.

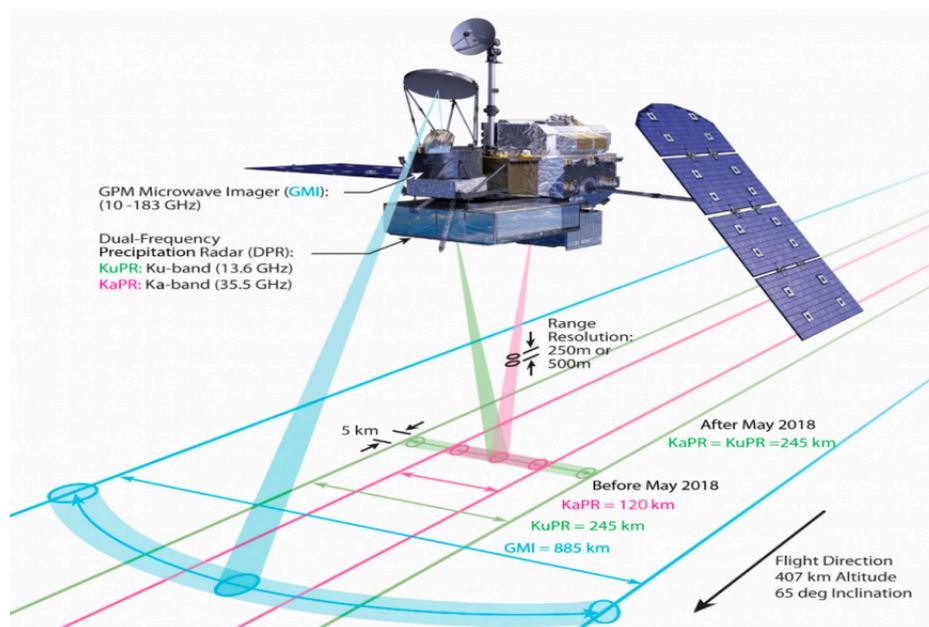


Рисунок 1.6 — Схема сканирования радиолокаторов и радиометра на спутнике GPM.

Наклон орбиты увеличился до  $65^\circ$ , таким образом, стал возможным мониторинг осадков в средних широтах. Использование Ka-диапазона обусловлено следующими соображениями. Во-первых, эффекты, проявляющиеся при нерелевском рассеянии СВЧ-волн более высокой частоты позволяют лучше определить распределение капель по размеру и, тем самым, уточнить определение уровня осадков. Во-вторых, становится возможным детектировать осадки в виде снега в средних широтах, и, в-третьих, появляется возможность определить в облаке границы по высоте различных фаз, в которых пребывает вода.

В NASA проводились самолетные испытания с прототипом двухчастотного радиолокатора [78]. Сравнялось поведение сечения обратного рассеяния для Ka- и Ku-диапазонов. Сравнялись азимутальные зависимости, дисперсии уклонов, полученные в рамках приближения геометрической оптики.

Уже по данным радиолокатора на самом GPM было проанализировано влияние состояния волнения на сигнал Ka-диапазона [79], было проведено сравнение дисперсий уклонов, полученных по данным обоих диапазонов в рамках приближения геометрической оптики.

Интересным оказалось то, что УЭПР для Ka-диапазона существенно зависит от температуры воды в отличие от C- и Ku-диапазонов [80]. В дальнейшем эта особенность была учтена при построении алгоритмов определения скорости ветра.

Продолжились исследования по разработке алгоритмов определения скорости ветра по данным DPR, были рассмотрены перспективы применения данных Ka-диапазона. В работе [81] показано, что сигнал для более короткой длины волны более чувствителен к изменению скорости ветра. Построены зависимости эффективного коэффициента отражения и дисперсии уклонов от скорости ветра.

До мая 2018 года ширина полосы обзора радиолокатора Ka-диапазона была в два раза меньше, чем ширина полосы для Ku-диапазона, и в работе [81] использовались данные для узкой полосы. Данные для расширенной полосы Ka-диапазона были обработаны в [24]. В работе были построены геофизические модельные функции (ГМФ) для определения скорости ветра для углов падения  $\pm 18^\circ$  для Ku- и Ka-диапазонов, также исследовалось влияние температуры воды на сечение обратного рассеяния.

По данным радиолокатора SWIM Ku-диапазона также были построены ГМФ для определения скорости ветра в работе [23].

Был разработан алгоритм детектирование ледяного покрова по измерениям при малых углах падения по данным SWIM по энергетике отраженного сигнала [25].

## 1.4 Заключение по первой главе

В данной главе изложены основные условия, при которых справедливо приближение геометрической оптики, приведены примеры моделей для УЭПР покрытой льдом поверхности, а также основные результаты анализа данных СВЧ радиолокаторов при малых углах падения. Основными вехами являются космические эксперименты. При малых углах падения выполняют измерения радиовысотометры, а также дождевые радиолокаторы на спутниках TRMM и GPM и спектрометр SWIM на спутнике CFOSAT. Разрабатывается проект

SKIM (The Sea surface KInematics Multiscale monitoring) для измерения поля течений. Также измерения при малых углах падения планируется реализовать на первом российском океанографическом спутнике "Океан" и гидрометеорологической космической системы мониторинга Земли "Метеор-МП".

На данный момент стандартных алгоритмов определения дисперсии уклонов в полосе обзора сканирующих радиолокаторов нет. Также нет стандартного подхода для определения скорости ветра при малых углах падения, особенно при углах падения  $8^{\circ}$ – $10^{\circ}$ , где сечение обратного рассеяния практически не чувствительно к изменениям шероховатости морской поверхности. Для решения этой проблемы необходимо использовать информацию о зависимости УЭПР от угла падения. Для детектирования ледяного покрова по измерениям при малых углах падения ранее не использовалась информация о статистике уклонов поверхности. Этим задачам посвящена настоящая работа.

## Глава 2. Определение дисперсии уклонов по данным дождевого лоатора

Во данной главе обсуждается методика определения дисперсии уклонов морской поверхности по измерениям при малых углах падения. В разделах 2.1-2.3 изложен алгоритм вычисления полной дисперсии уклонов и УЭПР при нулевом угле падения. В разделе 2.4 приводится пример обработки данных над тайфуном, а также глобальные поля уклонов, и в разделе 2.5 — сравнение дисперсии уклонов по данным радиолокатора Ka-диапазона с результатами расчета по модели WAVEWATCH III. Результаты главы опубликованы в работах [26; 27; 29].

### 2.1 Обработка данных в полосе обзора

Схема сканирования радиолокаторов на спутнике GPM представлена на рисунке 2.1. Пусть ось  $X$  направлена вдоль направления сканирования, ось  $Y$  — вдоль направления полета.

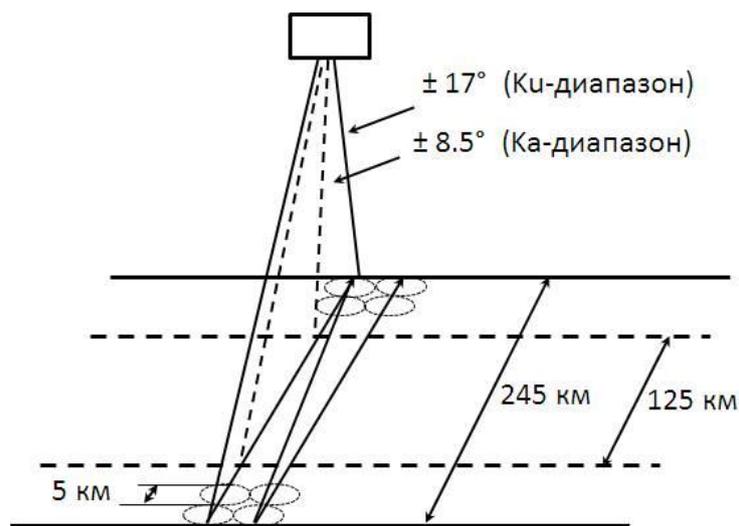


Рисунок 2.1 — Схема сканирования двухчастотного дождевого лоатора со спутника миссии GPM.

Исходные данные доступны на сайте <https://arthurhouhttps.pps.eosdis.nasa.gov> в формате HDF5 и содержат для каждого элемента разрешения в полосе об-

зора информацию об УЭПР, локальном угле падения, типе подстилающей поверхности, а также информацию о наличии осадков. По измерениям УЭПР в полосе обзора необходимо определить дисперсию уклонов крупномасштабного волнения, равную сумме дисперсий в двух взаимно перпендикулярных направлениях  $\sigma_x^2 + \sigma_y^2$ .

Пример зависимости УЭПР вдоль одного скана от угла падения для Ку- и Ка-диапазонов представлен на рисунке 2.2

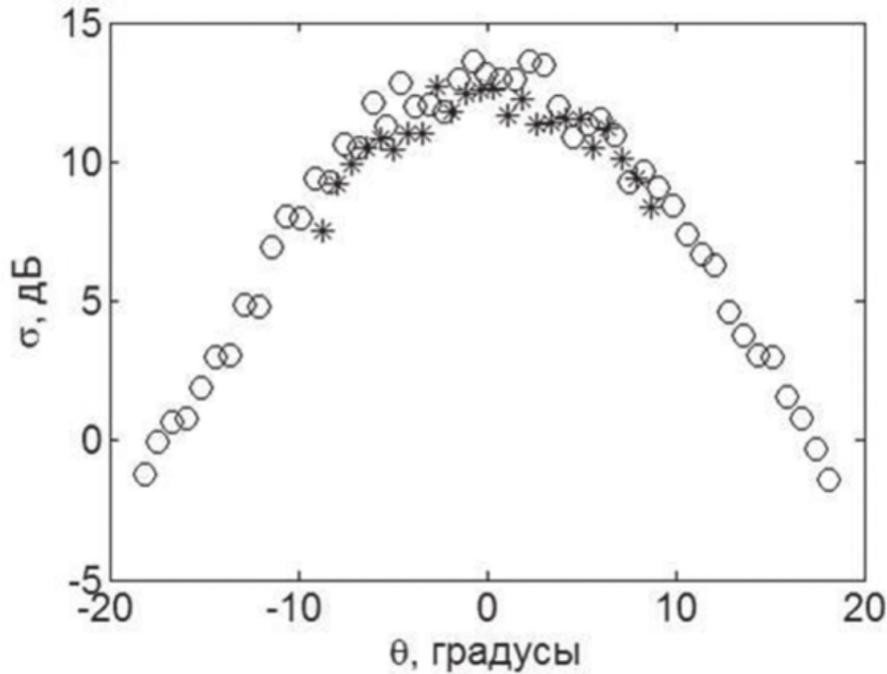


Рисунок 2.2 — Пример зависимости УЭПР вдоль одного скана от угла падения. Кружки - Ку-диапазон, звездочки Ка-диапазон.

В рамках приближения геометрической оптики УЭПР при малых углах падения задается выражением

$$\sigma^0(\theta) = \frac{|R_{eff}(0)|^2 \exp\left[-\frac{\tan^2 \theta}{2\sigma_x^2(1-K_{xy}^2)}\right]}{\cos^4 \theta \cdot 2\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-K_{xy}^2}}. \quad (2.1)$$

УЭПР при нулевом угле падения будет равен

$$\sigma^0(0) = \frac{|R_{eff}(0)|^2}{2\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-K_{xy}^2}}. \quad (2.2)$$

Тогда (2.1) можно записать в виде

$$\sigma^0(\theta) = \frac{\sigma^0(0)}{\cos^4 \theta} \exp \left[ -\frac{\tan^2 \theta}{2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)} \right]. \quad (2.3)$$

Путем взятия логарифма уравнение (2.3) преобразуется к линейной форме:

$$\ln(\sigma^0(\theta) \cos^4 \theta) = \ln(\sigma^0(0)) - \frac{\tan^2(\theta)}{2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)}. \quad (2.4)$$

Имея измерения при нескольких углах падения и выполнив линейную регрессию по формуле (2.3), можно получить величины  $2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  и  $\sigma^0(0)$ .

Границы применимости модели (2.1) были оценены в работе [82]. Модель согласуется с экспериментальными данными при углах падения до  $12^\circ$  для скоростей ветра более 3 м/с. При больших углах падения необходимо учитывать вклад резонансного рассеяния.

В связи с этим обработка выполнялась для части полосы Ку-диапазона, где локальный угол падения не превышает  $12.5^\circ$ . Ширина полосы дождевого радиолокатора в Ку-диапазоне составляет 49 ячеек, для обработки используются ячейки с 9 по 41. Данные для Ка-диапазона обрабатываются во всей полосе обзора, поскольку угол падения не превышает  $9.5^\circ$ .

Обработка данных в полосе обзора включает в себя следующие этапы:

1. Вокруг каждой ячейки выбирается окно размером  $5 \times 5 - 5 \times 9$  элементов разрешения ( $25 \times 25 - 25 \times 45$  км). Масштаб сопоставим с типичным размером ячейки для определения скорости ветра в скаттерометрии (Wind Vector Cell — WVC): от 50 км для открытого океана до 25 км в прибрежной зоне. В каждом окне ячейки, соответствующие суше или областям с осадками, удаляются из рассмотрения. После этого в каждом окне должно остаться как минимум по четыре измерения для как минимум четырех различных углов падения. В противном случае окно удаляется из рассмотрения.

2. В окнах с достаточным количеством данных по линейной регрессии определяются  $\sigma^0(0)$  и  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$ . Применяется робастная регрессия [83], устойчивая к наличию выбросов. Для вычислений использовалась стандартная библиотека sklearn для языка Python. Значения  $\sigma^0(0)$  и  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  присваиваются центральному элементу разрешения в окне.

3. Для контроля качества данных в каждом окне вычисляется коэффициент корреляции между  $\ln(\sigma^0(\theta) \cos^4 \theta)$  и  $\tan^2(\theta)$  по формуле

$$K = \frac{\langle (\sigma^0 \cos^4 \theta - \overline{\sigma^0 \cos^4 \theta})(\tan^2 \theta - \overline{\tan^2 \theta}) \rangle}{\sqrt{\langle (\sigma^0 \cos^4 \theta - \overline{\sigma^0 \cos^4 \theta})^2 \rangle \langle (\tan^2 \theta - \overline{\tan^2 \theta})^2 \rangle}}, \quad (2.5)$$

где черта сверху означает усреднение в пределах окна. В соответствии с угловой зависимостью сечения обратного рассеяния,  $K$  должен быть отрицательным. Высокое значение модуля коэффициента корреляции говорит об однородности волнения в пределах окна и низком уровне шума. Таким образом, если  $K \leq K_{th}$  данные в окне считаются качественными, в противном случае окно убирается из рассмотрения. Пороговое значение  $K_{th}$  задается пользователем. Для обработки данных далее задавалось  $K_{th} = -0.7$ .

4. Поскольку в середине полосы вариации УЭПР порядка уровня шумов, ошибка восстановления  $\sigma^0(0)$  максимальна. Поэтому в середине полосы при углах падения  $\theta = -0.7^\circ$ ,  $\theta = 0.1^\circ$ ,  $\theta = 0.7^\circ$  элементам разрешения присваиваются не восстановленные, а непосредственно измеренные значения  $\sigma^0(0)$ .

5. После первичной обработки данных, полосы восстановленных значений  $\sigma^0(0)$  и  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  содержат пропуски для тех окон, где качество данных было неудовлетворительным. В полосах восстановленных значений  $\sigma^0(0)$  и  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  проводится медианная фильтрация окном  $5 \times 5$  ячеек. В центре каждого окна значения  $\sigma^0(0)$  или  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  заменяются (если значение изначально было определено) или заполняются (если был пропуск) медианным значением всех определенных в окне значений, если их количество больше половины всех ячеек в окне (для окна  $5 \times 5$  ячеек порог равен 13). Если ячейки, где значения определены, занимают меньше половины окна, фильтрация не проводится.

Медианная фильтрация применяется в скаттерометрии для определения поля приводного ветра, поскольку этот метод не сглаживает резкие изменения поля ветра, связанные, например, с атмосферными фронтами [84].

## 2.2 Численное моделирование

Было исследовано распределение шумов в реальных данных радиолокатора Ku-диапазона на спутнике TRMM. Эта информация была использована для моделировании измерений радиолокатора и оценки качества работы алгоритма обработки данных, описанного выше.

Анализ экспериментальных данных показал, что значения УЭПР следуют дискретно с шагом  $\delta = 0.35$  дБ. Гистограмма значений УЭПР для одного из углов падения ( $\theta = 7.5^\circ$ ) представлена на рисунке 2.3.

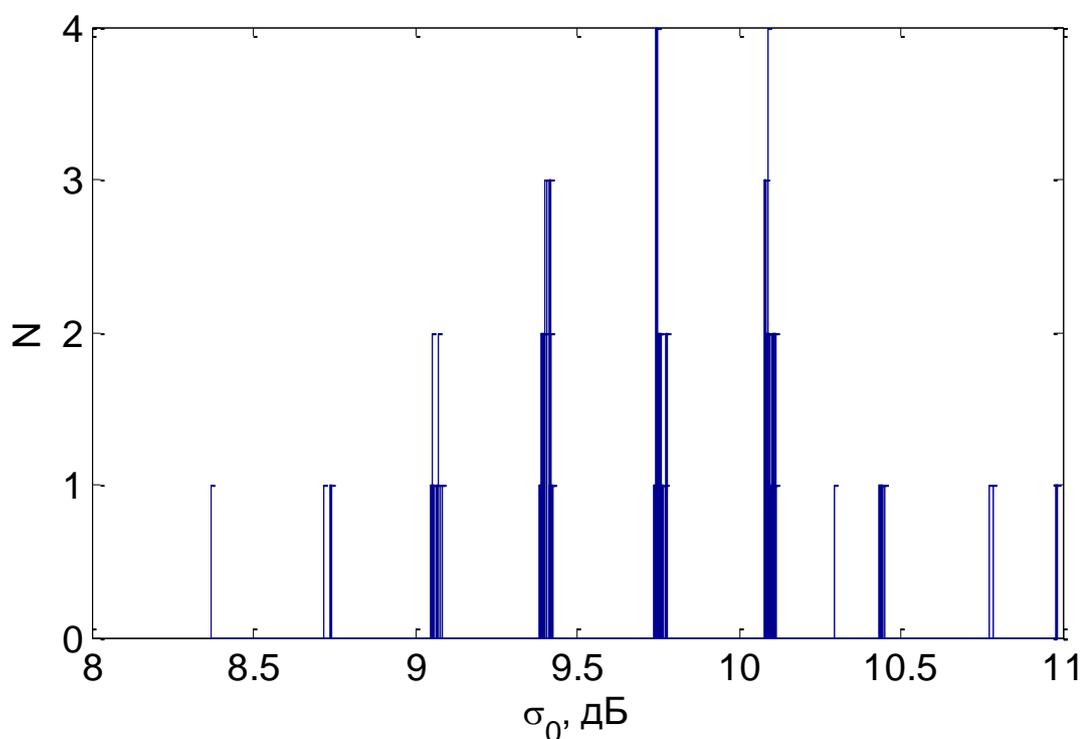


Рисунок 2.3 — Гистограмма значений сечения обратного рассеяния.

Была проведена оценка шума в данных радиолокатора Ku-диапазона на спутнике TRMM. Для этого был выбран однородный участок полосы засветки дождевого радиолокатора длиной 500 км. Для каждого угла падения вычислялись среднее значение УЭПР  $\bar{\sigma}^0(\theta)$ , а также массив отклонений от среднего  $I_{noise} = \sigma^0(\theta) - \bar{\sigma}^0(\theta)$ .

В результате была вычислена гистограмма распределения величины  $I_{noise}$  с шагом  $\delta$  для каждого угла падения. Пример гистограмм для углов падения

2 градуса и 12 градусов приведен на рис. 2.4. Количество измерений для каждого угла падения  $N = 100$ . В качестве функции распределения шумов было выбрано нормальное распределение, где дисперсия  $\sigma$  для каждого угла падения определяется как дисперсия  $I_{noise}$  по реализации

$$f(I_{noise}) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{I_{noise}^2}{2\sigma^2}\right). \quad (2.6)$$

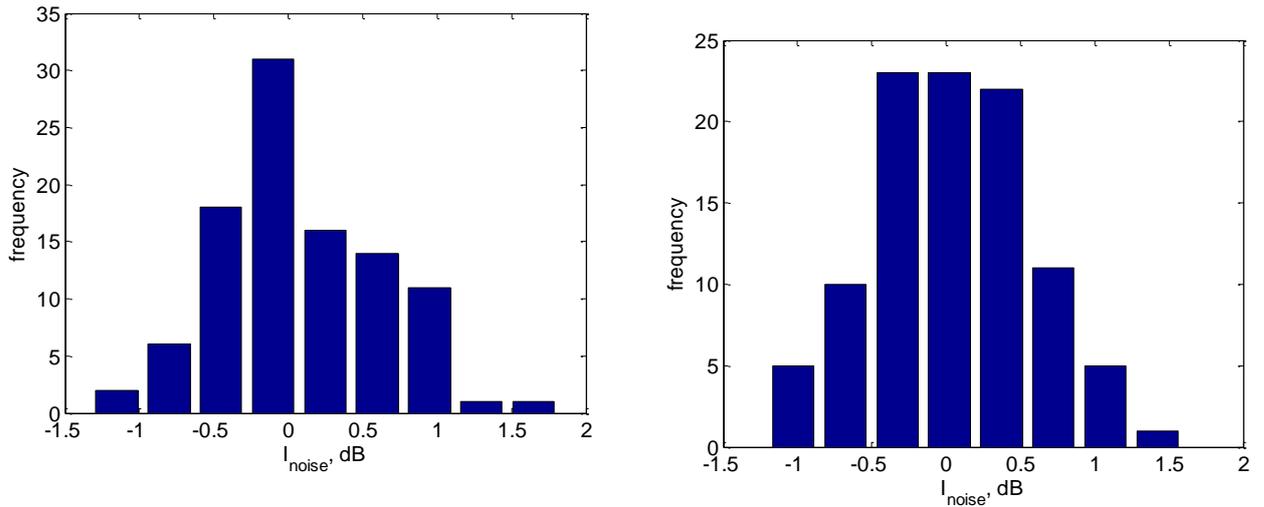


Рисунок 2.4 — Гистограмма распределения шумов в полосе обзора дождевого радиолокатора. Слева — для угла падения  $2^\circ$ , справа — для угла падения  $12^\circ$ .

Зависимость дисперсии шума  $\sigma_{noise}$  от угла падения представлена на рисунке 2.5 для  $\sigma^0(0) = 11.5$  дБ и  $\sigma^0(0) = 12$  дБ.

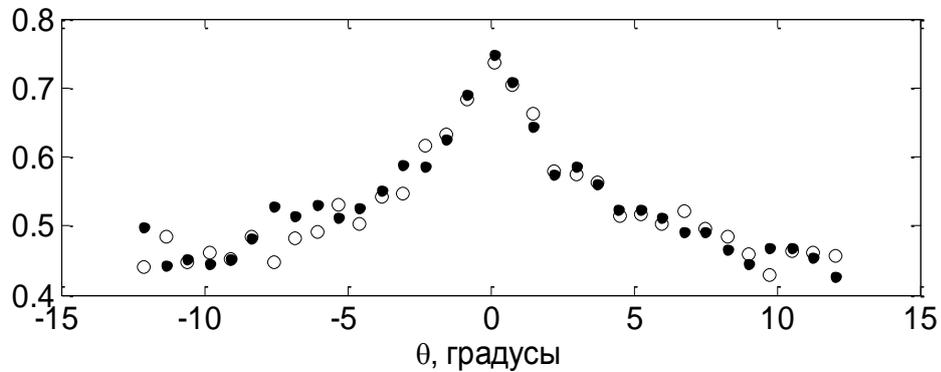


Рисунок 2.5 — Дисперсия шумов в зависимости от угла падения, кружки — для уровня сигнала 11.5 дБ, точки — для уровня сигнала 12 дБ.

При численном моделировании данных дождевого радиолокатора выполнялись следующие шаги:

1) По формуле (2.1) вычислялось УЭПР  $\tilde{\sigma}^0(\theta, \sigma^0(0))$  для заданных значений  $\sigma^0(0)$  и  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$ .

2) К полученным значениям УЭПР добавлялся аддитивный гауссов шум с дисперсией, полученной по реальным данным

$$\tilde{\sigma}^0 = \tilde{\sigma}^0(\theta, \sigma^0(0), \sigma_x^2) + I_{noise}. \quad (2.7)$$

3) Чтобы симитировать дискретность отсчетов, было проведено следующее преобразование:

$$\tilde{\sigma}_d^0 = 0.35 \lfloor (\tilde{\sigma}^0 / 0.35) \rfloor, \quad (2.8)$$

где  $\lfloor \dots \rfloor$  обозначает целую часть числа.

Пример моделирования полосы обзора  $\tilde{\sigma}_d^0(\theta)$  при  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2) = 0.025$  рад<sup>2</sup> и  $\sigma^0 = 10$  дБ приведен на рисунке 2.6 а). Распределение восстановленного сечения рассеяния при надира до и после медианной фильтрации приведено на рисунках 2.6 б) и в) соответственно. Белые области соответствуют исключенным из обработки участкам полосы, где уровень шумов высок. На рисунке 2.6 б) три линии в середине полосы для углов падения  $-0.7^\circ$ ,  $0.1^\circ$  и  $0.7^\circ$  заменены напрямую измеренными (смоделированными) значениями  $\tilde{\sigma}_d^0(\theta)$ .

Было проведено моделирование  $\tilde{\sigma}_d^0(\theta)$  в полосе обзора для значений  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  в интервале от 0.005 до 0.025 рад<sup>2</sup> с шагом 0.005 рад<sup>2</sup>. В результате обработки были восстановлены параметры  $\sigma^0(0)$  и  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  для полосы обзора при углах падения  $\pm 12^\circ$ , длиной 1000 сканов (5000 км). Ошибка оценивалась до и после медианной фильтрации. Было показано, что ошибка увеличивается с ростом  $\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  и её максимальные значения приведены ниже.

Относительное среднее отклонение, равное отношению среднего отклонения к истинному значению параметра, для  $\sigma^0(0)$  составляет менее 0.01 перед медианной фильтрацией (и менее 0.006 после применения медианной фильтрации), а относительное среднее квадратическое отклонение (СКО), равное отношению абсолютного СКО к истинному значению параметра, составляет менее, чем 0.11 до медианной фильтрации и менее 0.08 после медианной фильтрации; для  $\sigma_x^2$  относительное среднее отклонение составляет менее, чем 0.05 до

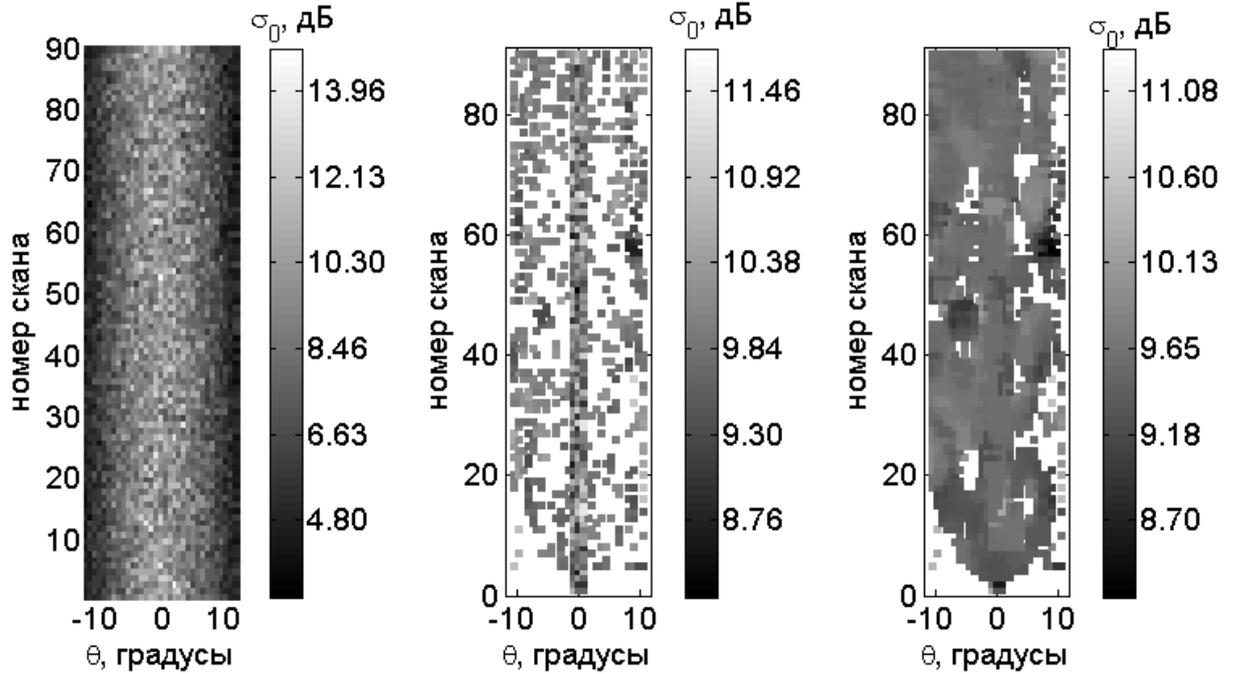


Рисунок 2.6 — Пример распределения сечения обратного рассеяния в полосе обзора при  $\sigma^0(0) = 10$  дБ (а). Распределение восстановленного  $\sigma^0(0)$  до (б) и после медианной фильтрации(в)

медианной фильтрации и менее, чем 0.005, после медианной фильтрации; относительной СКО менее, чем 0.4 до медианной фильтрации и менее, чем 0.2 после. Численное моделирование подтвердило эффективность метода обработки данных для восстановления сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения для всей полосы обзора.

### 2.3 Полная дисперсия уклонов

По формулам (1.27), (1.28), (1.29) были рассчитаны  $\sigma_x^2$ ,  $\sigma_y^2$ ,  $K_{xy}^2$ , и затем  $2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  и  $\sigma^0(0)$  при  $|R_{eff}|^2 = 0.5$  для скоростей ветра от 3 до 18 м/с и направлений от  $0^\circ$  до  $180^\circ$  относительно оси  $X$ . Для расчета использовался спектр из работы [60]. Вид спектра дан в приложении А.

Также была вычислена полная дисперсия уклонов

$$\sigma_{tot}^2 = \int_0^{\kappa_b} S(\kappa) \kappa^2 d\kappa = \sigma_x^2 + \sigma_y^2, \quad (2.9)$$

где  $S(\kappa)$  — всенаправленный спектр волнения. В качестве модели спектра волнения использовался спектр [60].

На графике зависимости  $2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  от  $\sigma^0(0)$  для скоростей приводного ветра от 3 до 18 м/с и направлений ветра относительно оси X от  $0^\circ$  до  $180^\circ$  показаны красными точками. Черные точки соответствуют зависимости  $\sigma_{tot}^2$  от  $\sigma^0(0)$ . Зеленая кривая — регрессионная зависимость  $2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  от  $\sigma^0(0)$  следующего вида:

$$2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2) = \frac{A}{\sigma_0(0)}. \quad (2.10)$$

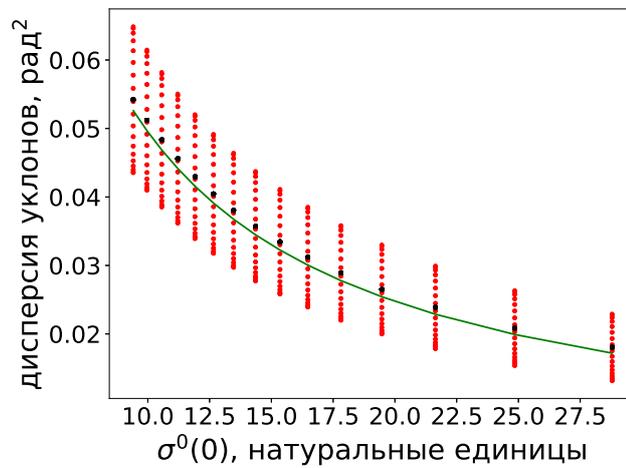


Рисунок 2.7 — Красные точки —  $2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$ , черные точки —  $\sigma_{tot}^2$ , зеленая кривая — зависимость (2.10) Зависимость от УЭПР при надире (с учетом  $K_{xy}$ ) от УЭПР при надире для скоростей ветра от 3 до 18 м/с и направлений волнения от  $0^\circ$  до  $180^\circ$  относительно оси X.

Видно, что данная зависимость позволяет с высокой точностью получить  $\sigma_{tot}^2$  по значению  $\sigma^0(0)$ . Обе эти величины не зависят от относительного направления сканирования.

В работе [15], проводится аналогичная процедура, но волнение считается изотропным, что в большинстве случаев не так. Выполненное исследование показало, что в общем случае анизотропного волнения, с учетом корреляции между уклонами в двух взаимно перпендикулярных направлениях, полную дисперсию уклонов можно с хорошей точностью получить по УЭПР при надире.

Были обработаны данные радиолокаторов Ку-диапазонов за 2015–2019 годы. Коэффициент  $A$  был вычислен для каждого месяца с 2015 по 2019 годы, определено среднее значение за год и дисперсия. Коэффициент  $A$  зависит от эффективного коэффициента отражения для данной длины волны, а также от

калибровки прибора. Для радиолокатора Ku-диапазона на спутнике TRMM за 2010-2012 годы  $A = 0.44 \pm 0.005$ .

Для радиолокатора Ku-диапазона на спутнике GPM с 2015 по 2016 год  $A = 0.5 \pm 0.005$ , с 2017 по 2019 год  $A = 0.65 \pm 0.005$ . На рисунке 2.8 представлена зависимость за 2017 год. Таким образом, на заключительном этапе обработки данных в полосе обзора вычисляется полная дисперсия уклонов по формуле

$$\sigma_{tot}^2 = \frac{A}{\sigma_0(0)}. \quad (2.11)$$

Относительная погрешность определения  $\sigma_{tot}^2$  составляет около 20%.

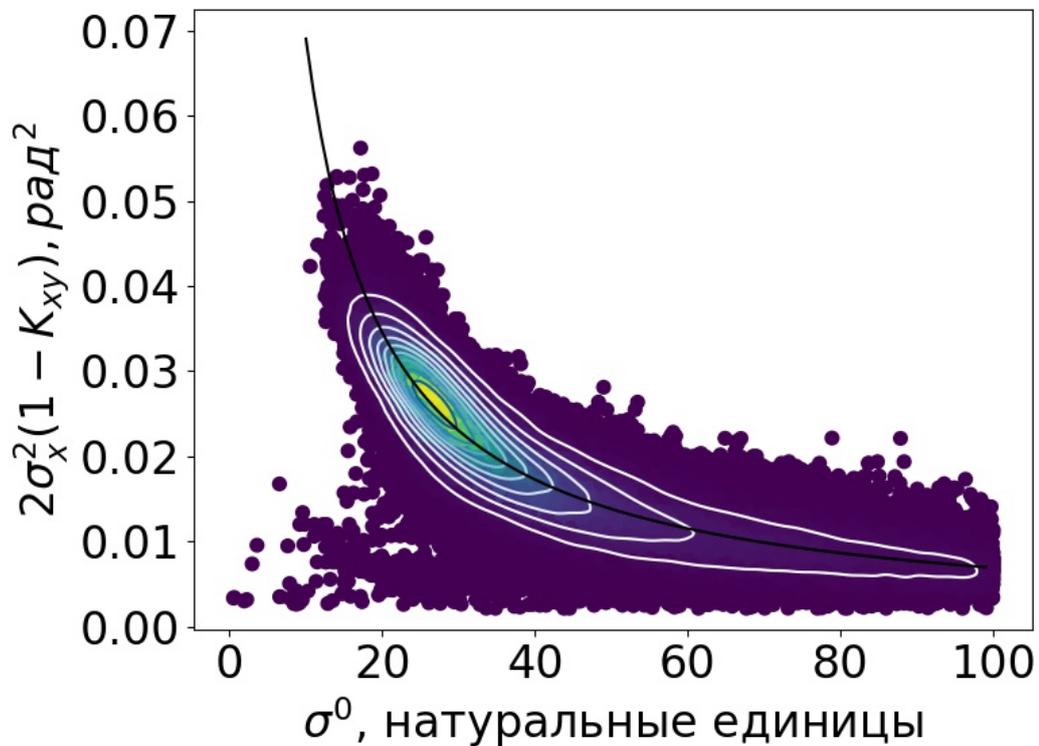


Рисунок 2.8 — Зависимость  $2\sigma_x^2(1 - K_{xy}^2)$  от сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения для Ku-диапазона (справа). Точки — экспериментальные данные, черная кривая — регрессионная зависимость.

Измерения  $\sigma_{tot}^2$  по данным Ku-диапазона были объединены с измерениями морских буйев о скорости ветра, пересчитанной на стандартную высоту 10 м, как описано в главе 4. На рисунке 2.9 построены зависимости  $\sigma_{tot}^2$  для Ku-диапазона от скорости ветра. Использовались данные за 2017 год.

Для сравнения приведем зависимость дисперсии уклонов в рамках предположения об изотропности волнения, полученную в работе [79] (рисунок 2.10).

Вид зависимости полученной нами полной дисперсии уклонов в Ку-диапазоне от скорости ветра согласуется с результатами [79].

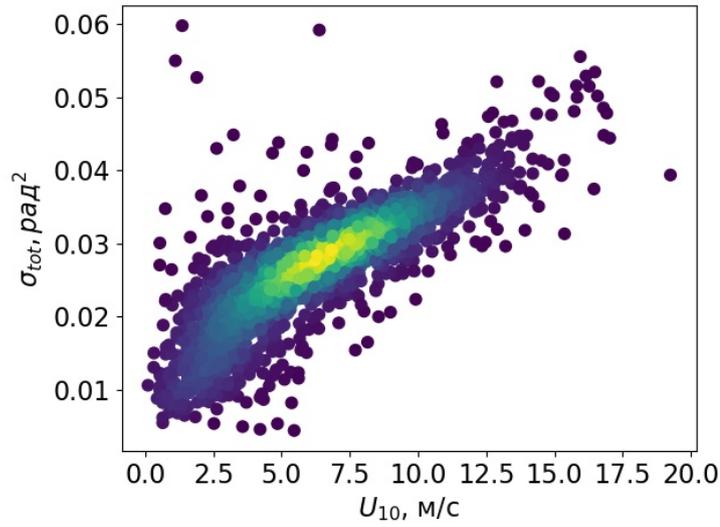


Рисунок 2.9 — Зависимость  $\sigma_{tot}^2$  от скорости ветра для Ку-диапазона по данным за 2017 год.

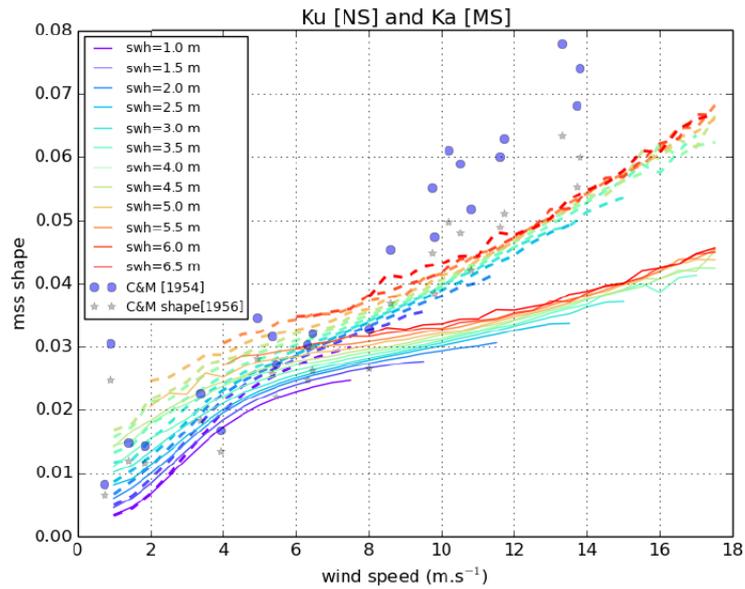


Рисунок 2.10 — Зависимость дисперсии уклонов по данным Ку- и Ка-диапазонов от скорости ветра из работы [79].

## 2.4 Пример обработки данных

В качестве примера рассмотрим трек дождевого радиолокатора спутника GPM над тайфуном Хагибис (рисунок 2.11). Для визуализации структуры тайфуна использовались данные радиометра GMI на частоте 89 ГГц, установленного на спутнике. Распределение радиояркостной температуры показано в черно-белой цветовой гамме. На правом краю полосы обзора радиометра — глаз тайфуна (понижение радиояркостной температуры). На рисунке 2.11 слева показана полоса обзора дождевого радиолокатора Ku-диапазона в цветовой палитре, которая характеризует величину сечения обратного рассеяния в исходных данных. Видна сильная зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения. На рисунке 2.11 справа приведен результат применения разработанного алгоритма обработки для перехода от сечения обратного рассеяния, измеренного при наклонном зондировании, к сечению обратного рассеяния при нулевом угле падения. Хорошо видно, что когда «убирается» угловая зависимость, сечение обратного рассеяния становится чувствительным к изменениям шероховатости морской поверхности и в радиолокационном изображении проявилась пространственная структура морского волнения. При приближении к центру тайфуна интенсивность волнения увеличивается, а сечение обратного рассеяния уменьшается. Полученное с помощью такого метода радиолокационное изображение морской поверхности при нулевом угле падения становится похожим на РСА изображение, на котором процессы взаимодействия атмосферы и океана также проявляются через изменение сечения обратного рассеяния.

Далее на рисунке 2.12 представлено распределение полной дисперсии уклонов для Ku-диапазона. Видно, что интенсивность волнения возрастает к центру тайфуна.

Важной отличительной особенностью орбиты спутников TRMM GPM является то, что треки не фиксированы, как, например, у радиовысотомера и скаттерометра, а смещаются, поэтому любая точка на поверхности Земли может попасть в полосу обзора дождевого радиолокатора. На рисунке 2.13 приведен пример накопления данных о дисперсии уклонов по измерениям дождевого радиолокатора в Ku-диапазоне за январь и июль 2018 года. Таким образом, по-

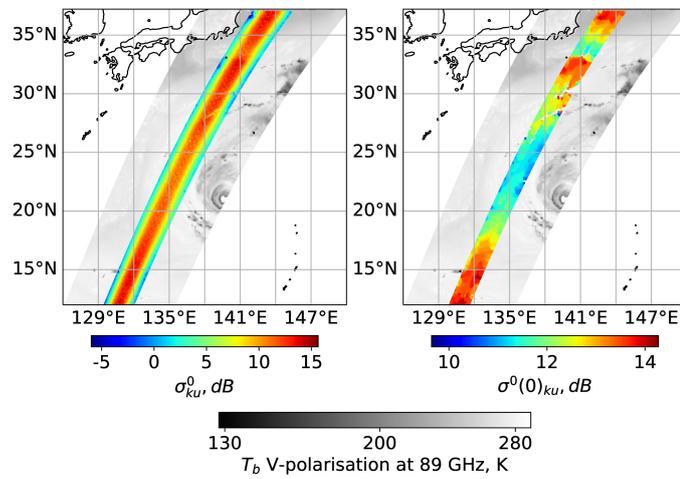


Рисунок 2.11 — Распределение УЭПР в исходных данных DPR по данным Ku-диапазона — слева, УЭПР при нулевом угле падения в полосе обзора — справа.

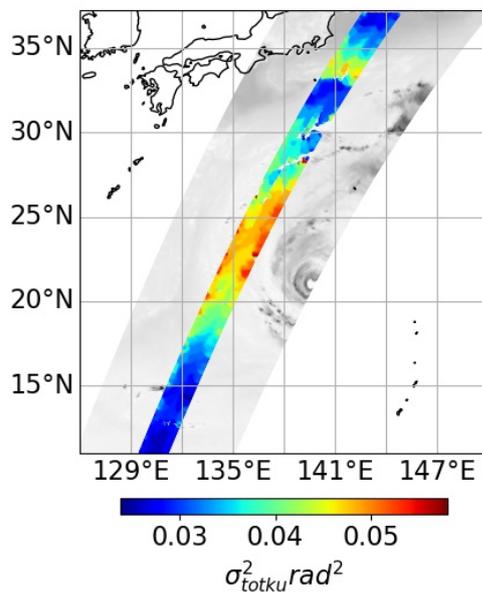


Рисунок 2.12 — Распределение полной дисперсии уклонов в полосе обзора по данным Ku-диапазона.

лучен алгоритм определения дисперсии уклонов в глобальном масштабе наряду с высотой значительного волнения по данным альтиметрии.

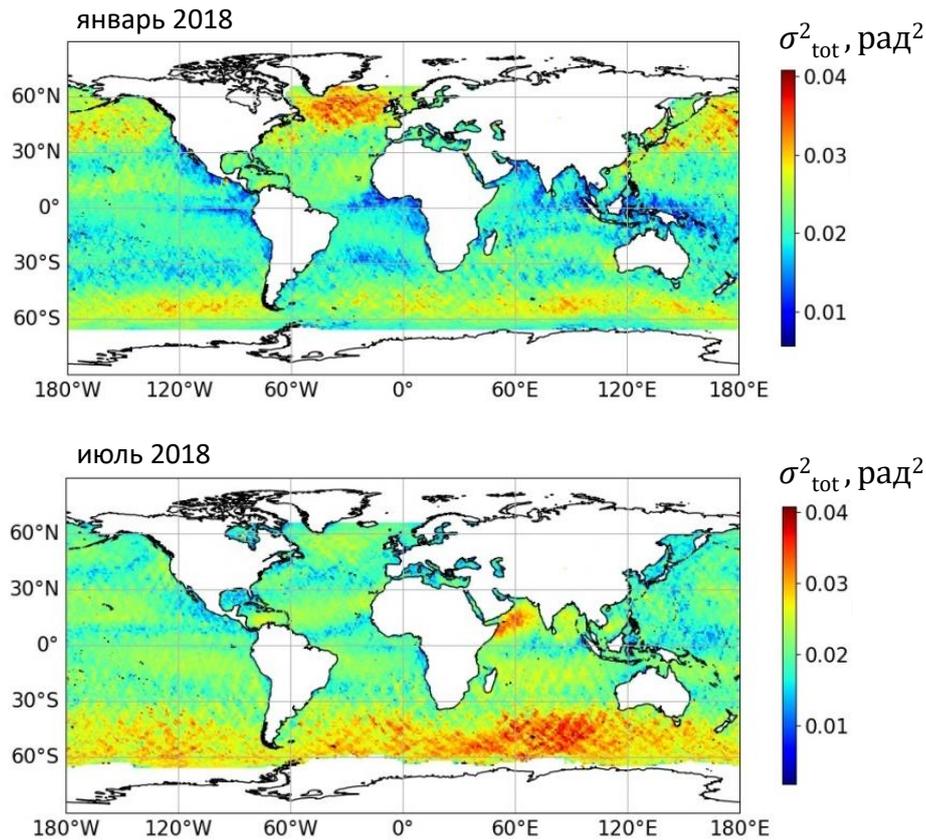


Рисунок 2.13 — Распределение полной дисперсии уклонов по данным Ки-диапазона за январь 2018 года (сверху) и июнь 2018 года (снизу).

## 2.5 Сравнение с результатами моделирования волнения

По данным Ка-диапазона коэффициент  $A = 0.49 \pm 0.005$  был получен по анализу данных в Персидском заливе за 2016 год, и полная дисперсия уклонов была рассчитана по формуле (2.11). На рисунке 2.14 а) представлено распределение УЭПР по исходным данным (радиолокационное изображение), а распределение восстановленных дисперсий уклонов показано на рисунке 2.14 б).

Для трех отмеченных на карте точек (рисунок 2.13) было проведено сравнение дисперсии уклонов с расчетом по модели WAVEWATCH III (WW3). Это одна из современных моделей для прогноза ветровых волн наряду с WAM (англ. WAVE Model) и SWAN (англ. Simulating WAVes Nearshore). В модели WW3 реализовано численное решение уравнения Хассельмана для плотности волнового действия с параметризациями процессов, влияющих на изменение спектра вол-

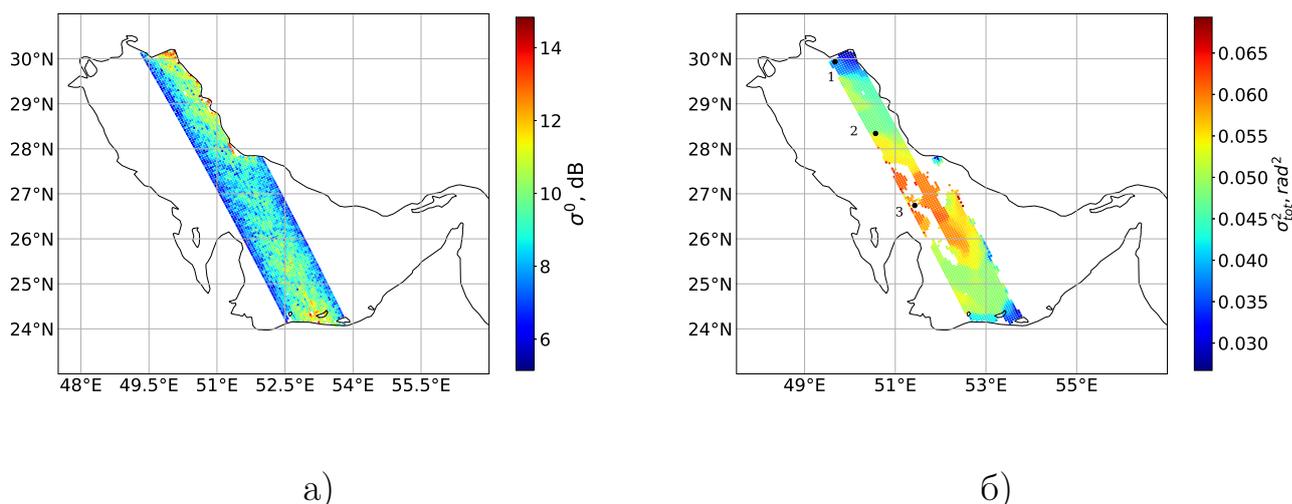


Рисунок 2.14 — Сечение обратного рассеяния в полосе обзора радиолокатора Ка-диапазона до обработки 3 января 2016, 19:50 UTC (а). Распределение полной дисперсии уклонов в полосе обзора радиолокатора Ка-диапазона (б).

нения (ветро-волновое взаимодействие, нелинейные волновые взаимодействия, диссипация и пр.) [85].

Для валидации модели WW3 моменты, вычисленные по смоделированному спектру, сравнивают с натурными данными, полученными по измерениям буев или по данным дистанционного зондирования. Расчет можно считать достоверным, если моменты всех порядков будут близки. Область спектра вблизи пика соответствует нулевому моменту — дисперсии высот волнения. Сравнение моментов высокого порядка, в том числе, дисперсии уклонов, позволяет оценить точность расчета спектра волнения.

В работе [86] дисперсия уклонов, используемая для сравнения, вычислялась по данным морских буев,  $\kappa_u$  и максимальная частота в используемом спектре была равна 0.485 Гц. В работе [87] дисперсия уклонов сравнивается с восстановленной по данным двухчастотного альтиметра (Ku- и C-диапазоны). При сравнении дисперсии уклонов по данным радиолокатора с расчетом по модели необходимо иметь в виду следующее. Спектр по модели WW3 рассчитывается до частоты отсечки  $f_{\text{cutoff}}$ . Частота отсечки зависит, в частности, от способа параметризации ветро-волнового взаимодействия (Source Term — ST). Наиболее распространены параметризации ST4 и ST6.

Для параметризации ST4 способ задания частоты отсечки предлагается в работе [88] и зависит от возраста волнения. Для параметризации ST6 значе-

ние этой частоты постоянно и равно 0.7159 Гц. В обоих случаях параметризации самая короткая длина волны в спектре на выходе модели WW3 составляет порядка метра, в то время как дисперсия уклонов, полученная по данным Кадиапазона, зависит от коротковолновой части спектра волнения с длинами волн дециметрового диапазона и короче.

Учет коротковолновой части спектра в работе [87] выполняется добавлением константы к дисперсии уклонов. Однако, в работе [89] показано, что интеграл от высокочастотной части спектра уклонов существенно зависит от скорости ветра, поэтому сравнение с данными радиолокатора на высоких частотах следует проводить с учетом состояния волнения, что и было сделано нами.

Особенностью Персидского залива являются его погодные условия, которые характеризуются устойчивыми ветрами. В среднем зимой преобладают стабильные ветра с северо-западного направления (согласно данным на сайте <http://greatsouthernroute.com/weather-routing/the-red-sea-and-persiangulf-weather-conditions>). Действие ветра вдоль фиксированного направления происходит в течение длительного времени, что позволяет изучать волновые спектры при различных разгонах.

Для задания поля ветра были использованы данные реанализа CFSv2 о скорости и направлении ветра с минимально возможным пространственным разрешением  $0.205^\circ$ . Поле ветра представлено на рисунке 2.15. Направление ветра изменяется в диапазоне с запада-северо-запада до северо-запада. Длина разгона ветровых волн для точки 1 составляет приблизительно 50 км, для точки 2 — 250 км, для точки 3 — 450 км.

По модели WW3 были рассчитаны спектры уклонов  $S(\kappa)\kappa^2$ . Следует иметь в виду, что в рамках используемой модели рассеяния в дисперсию уклонов, полученную по данным радиолокатора, не вносит вклада часть спектра справа от граничного волнового числа  $\kappa_b$  согласно уравнению (2.9). Чем короче длина волны зондирующего излучения, тем больше это граничное волновое число. Задача определения точного значения граничного волнового числа не решена окончательно. Однако, согласно [90], [79] дисперсия уклонов для Кадиапазона, при скоростях ветра до примерно 10 м/с, близка к интегралу по спектру с верхним пределом, стремящимся к бесконечности, а при больших скоростях ветра ниже его не более, чем на 20%. Поэтому дисперсию уклонов, полученную

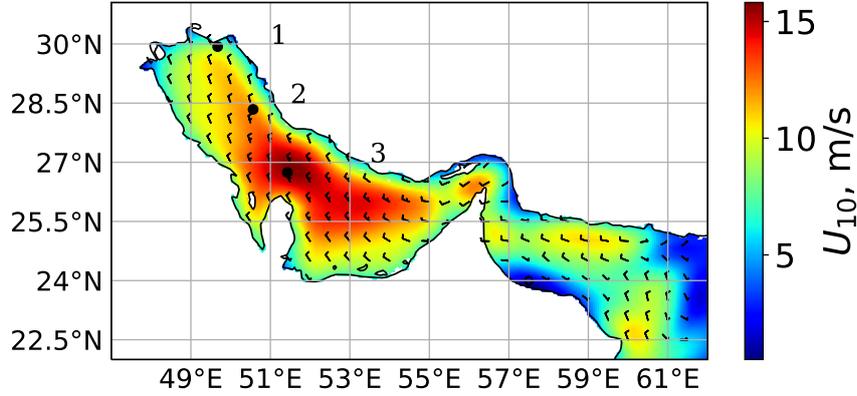


Рисунок 2.15 — Распределение скорости и направления ветра над исследуемой акваторией.

по данным радиолокатора Ка-диапазона будем считать приближенно равной интегралу от спектра уклонов от нуля до бесконечности

$$\sigma_{totradar}^2 \approx \int_0^{\infty} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa, \quad (2.12)$$

Для корректного учета состояния волнения спектр  $S^{WW}(\omega)$ , полученный по WW3 в области коротких волн, продлевается от момента отсечки  $\omega_{cutoff} = 2\pi f_{cutoff}$  по степенному закону спадаения согласно модели [60]. В результате составной спектр  $S(\omega)$  выглядит следующим образом

$$\tilde{S}(\omega) = S^{WW}(\omega) \text{ для } \omega \leq \omega_{cutoff}, \quad (2.13)$$

$$\tilde{S}(\omega) = S^M(\omega) \text{ для } \omega > \omega_{cutoff}, \quad (2.14)$$

где  $S^M$  — модель спектра волнения, описанная в [60]. Этот спектр совпадает со спектром JONSWAP вблизи пика, а в области высоких частот спектр был построен так, чтобы зависимость дисперсии уклонов от скорости ветра наилучшим образом соответствовала экспериментальным данным [53] и [89]. Выражение для спектра приведено в приложении Б.

Точка сшивки  $\omega_{\text{cutoff}}$  в зависимости от степени развития волнения попадает либо на участок спектра (A.2), спадающий как  $\omega^{-4}$ , либо на участок (A.3), спадающий как  $\omega^{-5}$ .

Далее перейдем от частотных спектров к спектрам волновых чисел  $S(\kappa)$ . Волновое число  $\kappa$  и частота  $\omega$  связаны дисперсионным соотношением  $\omega = \sqrt{g\kappa + T/(g\rho)\kappa^2}$ , где  $g = 9.81$  м/с<sup>2</sup> — ускорение свободного падения,  $\rho = 1025$  кг/м<sup>3</sup> — плотность воды,  $T = 0.0074$  Н/м — коэффициент поверхностного натяжения. Полученные в результате продления спектры уклонов  $\kappa^2 S(\kappa)$  показаны на рис. 2.16 для параметризации ST4 (слева) и ST6 (справа) для трех расстояний от берега (точки 1, 2 и 3 на рисунке 2.15).

Было замечено, что в спектре уклонов проявился рост спектра после главного максимума (рисунок 2.16). Возможно, что это особенность численной модели, т.к. в контактных измерениях этот эффект не отмечался. Поэтому было рассмотрено два варианта сшивки спектра WW3 и высокочастотного продолжения. Первый вариант — точка сшивки соответствует частоте отсечки спектра WW3  $\omega_{\text{cutoff}}$ , второй — точка сшивки выбирается непосредственно перед ростом спектра уклонов на высоких частотах. Тогда в формулы (2.13) и (2.14) вместо  $\omega_{\text{cutoff}}$  необходимо подставить частоту  $\omega$ , соответствующую этой точке. На рисунке 2.16 представлены продленные спектры для обоих вариантов выбора точки сшивки.

Причина роста спектра после главного максимума требует исследования.

Полная дисперсия уклонов вычислялась как интеграл от составного спектра уклонов

$$\sigma_{\text{totmodel}}^2 = \int_0^{\infty} \kappa^2 \tilde{S}(\kappa) d\kappa. \quad (2.15)$$

Формально интегрирование ведется в бесконечных пределах, однако при вычислениях верхний предел интегрирования был взят равным 2000 рад/м, когда вкладом от «хвоста» спектра можно пренебречь.

Сравнение дисперсий уклонов по составному спектру и по данным дождевого радиолокатора (Ka-диапазон) приведено на рис. 2.17. Дисперсия уклонов возрастает от точки 1 к точке 3. Для точки 1 скорость ветра равна 8.7 м/с и дисперсии уклонов по данным радиолокатора и по модели близки; для точек 2 и 3 скорости ветра равны соответственно 12 и 15.5 м/с. При таких скоростях ветра ожидается, что значение дисперсии уклонов, измеренная радиолокатором, бу-

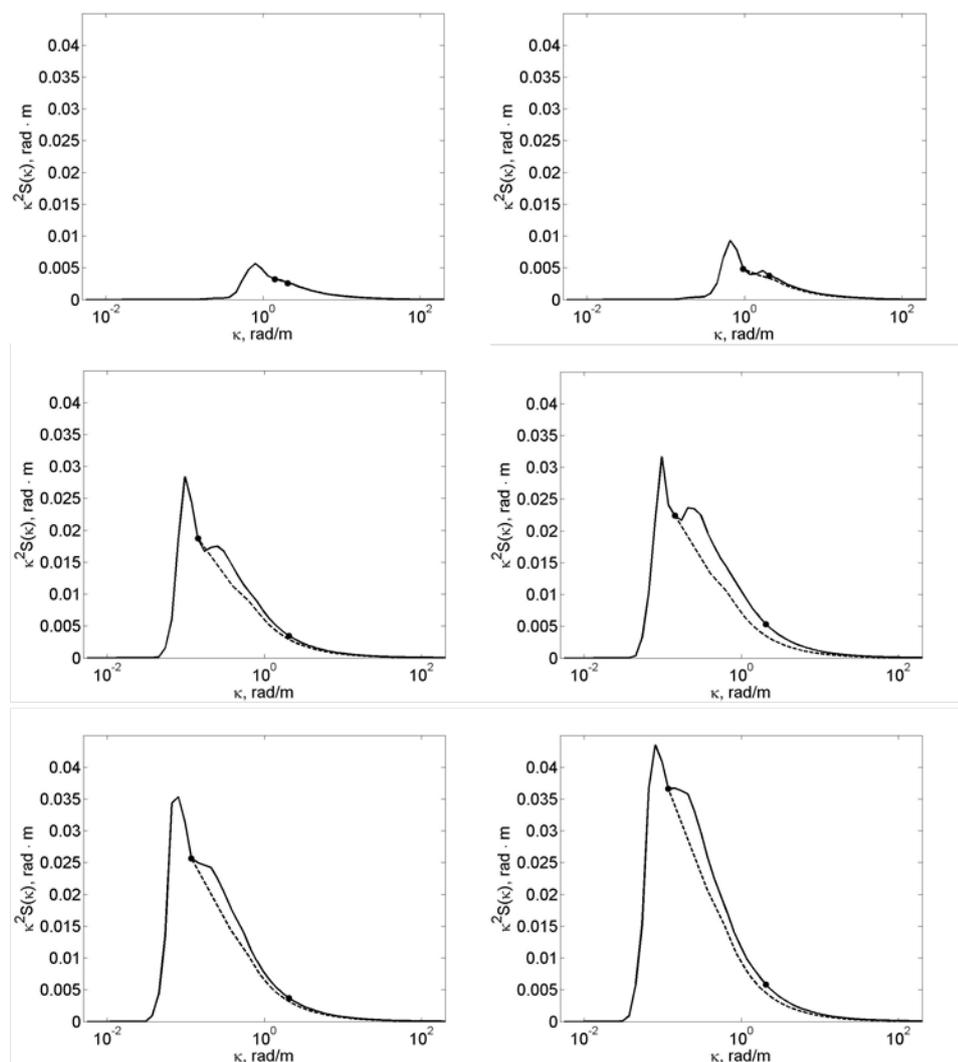


Рисунок 2.16 — Составные спектры для параметризаций ST4 (слева) и ST6 (справа) для точек 1, 2, 3 на рисунке 2.15 (сверху вниз соответственно). Сплошная линия — продлённый спектр от частоты отсечки (жирная точка справа); пунктир — продлённый спектр от точки перед ростом спектра на высоких частотах (жирная точка слева)

дет немного занижена по сравнению с интегралом по всему спектру. Как видно из рисунка, наилучшим образом этому соответствует расчет в WW3 с использованием параметризации ST4, когда точка сшивки находится до роста спектра уклонов на высоких частотах. Практически во всех случаях этот способ выбора точки сшивки приводит к более низкому значению дисперсии уклонов по сравнению с тем, когда она совпадает с частотой отсечки в спектре WW3. Расчет с использованием параметризации ST6 дает сильно завышенное, по сравнению с полученным по данным радиолокатора, значение дисперсии уклонов.

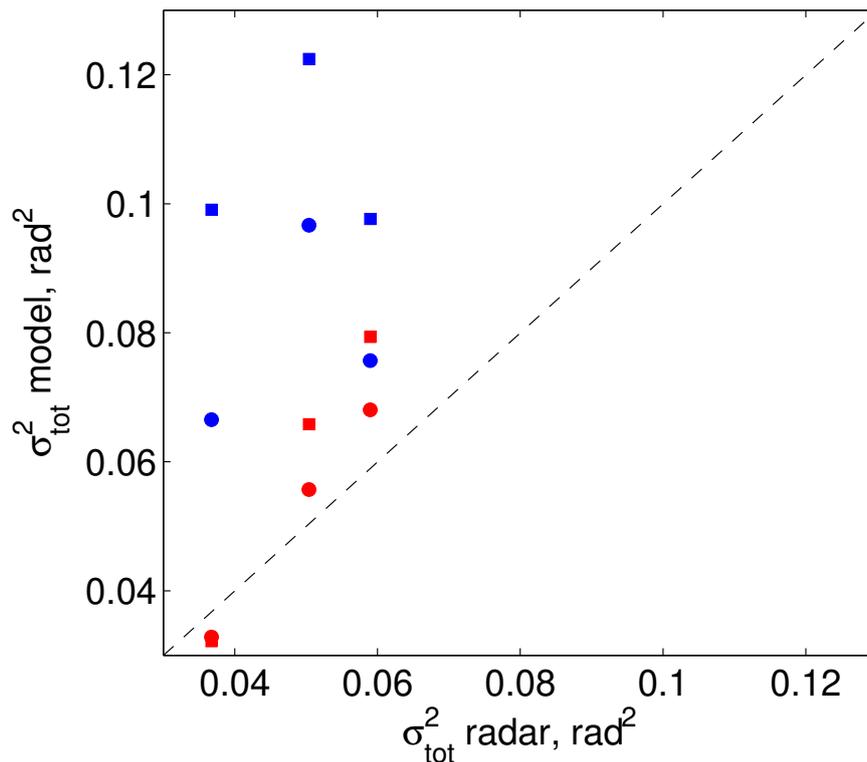


Рисунок 2.17 — Дисперсия уклонов, полученная по данным радиолокатора и в результате моделирования для различных параметризаций ветровой накачки. Красный – функция источника ST4, синий – ST6. Кружки – точка сшивки до искусственного роста спектра, квадратики – после частоты отсечки для WW3.

## 2.6 Заключение по второй главе

В этой главе приведены следующие результаты:

- 1) Разработана оригинальная методика обработки данных сканирующих дождевых радиолокаторов на спутниках GPM и TRMM для определения УЭПР при нулевом угле падения и дисперсии уклонов в широкой полосе обзора. Разработано программное обеспечение на языке Python, которое включает в себя модуль загрузки и чтения HDF5 файлов, обработки данных и записи результатов в HDF5 формате. Программы доступны на платформе Github [https://github.com/marygonn/DPR\\_data\\_processing](https://github.com/marygonn/DPR_data_processing). Проведена обработка данных за 2015-2019 годы.
- 2) На примере субтропического циклона показан пример работы алгоритма обработки радиолокационного изображения, формируемого сечени-

ем обратного рассеяния при нулевом угле падения и алгоритма восстановления дисперсии уклонов крупномасштабного волнения. Построены глобальные поля дисперсии уклонов.

- 3) Показано, что для валидации высокочастотной части спектра волнения, рассчитанного по модели WAVEWATCH III, могут быть применены спутниковые данные о дисперсии уклонов, полученной по измерениям радиолокатора Ка-диапазона. При средних скоростях ветра дисперсия уклонов, измеренная радиолокатором Ка-диапазона близка к полному интегралу по спектру уклонов, что позволяет упростить задачу.

### Глава 3. Определение дисперсии уклонов в области нефтяного слика

В связи с относительно небольшими размерами сликов для их обнаружения и исследования обычно применяются орбитальные или самолетные радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА), которые работают при средних углах падения и обладают высоким пространственным разрешением, например, [91], [21], [92]. Измерения при малых углах падения (до  $12^\circ$ ) малочисленны, например, [22].

В Мексиканском заливе на нефтедобывающей платформе Deep Water Horizon 20 апреля 2010 года произошла авария, ставшая крупнейшей в истории. В результате на поверхности залива образовалась нефтяная пленка площадью порядка нескольких тысяч квадратных километров. Сформировавшееся в Мексиканском заливе нефтяное пятно было настолько большим, что впервые для исследования сликов можно было использовать данные орбитального дождевого радиолокатора с разрешением около 5 км. В данной главе приводятся результаты анализа данных радиолокатора Ku-диапазона спутника TRMM в районе разлива нефти. Построены зависимости контраста от угла падения (отношение сечения обратного рассеяния в слике к сечению обратного рассеяния на чистой воде). Приведены примеры восстановления дисперсии уклонов в районе разлива нефти и построено пространственное распределение уклонов в области слика. Впервые получена зависимость дисперсии уклонов в области слика от скорости ветра, аналогичная зависимости для оптического диапазона [53]. Материалы главы опубликованы в статьях [26; 30].

#### 3.1 Распределение сечения обратного рассеяния в полосе обзора. Контраст в области, покрытой нефтяной пленкой

В общем случае, УЭПР зависит от дисперсии уклонов  $\sigma_x^2$ , высоты значительного волнения и скорости ветра. Увеличение дисперсии уклонов приводит к уменьшению УЭПР при нулевом угле падения и увеличению его на краю полосы и наоборот: уменьшение дисперсии уклонов приводит к увеличению УЭПР

при нулевом угле падения и уменьшению на краю полосы обзора при углах падения меньших  $12^\circ$ . Для углов падения, больших  $12^\circ$ , следует учитывать вклад в отраженный сигнал резонансного механизма обратного рассеяния, а также обрушения. Поскольку нефтяная пленка подавляет волны сантиметрового диапазона, то спектральная плотность резонансной ряби уменьшается, а, значит, уменьшается и УЭПР.

В работе [16] было показано, что при углах падения около  $5^\circ$ – $10^\circ$  (в зависимости от состояния волнения) корреляция между УЭПР и параметрами волнения невысока. Поэтому вариации сигнала в середине полосы обзора (при углах падения менее  $5^\circ$ ) и на краю полосы обзора (при углах падения более  $10^\circ$ ) лучше всего отражают изменение шероховатости поверхности.

На рисунке 3.1 представлено пространственное распределение сечения обратного рассеяния в полосе обзора дождевого локатора (радиолокационное изображение). Для сравнения приведено оптическое изображение (MODIS) нефтяного пятна на поверхности залива. Длинная полоса слик пересекается полосой обзора радиолокатора. На рисунке 3.1 (б) слик находится в зоне нефтяного блика и поэтому светлее фона. На рисунке 3.1 (а) интенсивный красный цвет в середине полосы обзора и синий цвет на краю полосы соответствуют выглаженной сликом области.

При  $\theta = 1.5^\circ$  сечение обратного рассеяния увеличивается примерно на 8 дБ (рисунок 3.2 (а)), при  $\theta = 16.6^\circ$  уменьшается примерно на 30 дБ (рисунок 3.2 (б)), и при  $\theta = 9^\circ$  практически не меняется (рисунок 3.2 (в)).

На рисунке 3.2 (б) видно два «провала» в сечении обратного рассеяния. На оптическом изображении явно виден лишь один слик в зоне солнечного блика (рисунок 3.1 (б)). Вторая полоса слик видна на радиолокационном изображении дождевого радиолокатора (рисунок 3.1 (а)). Таким образом, дождевой радиолокатор обеспечивает информацию о шероховатости морской поверхности на большей площади, чем оптическое изображение, которое, в данном случае, становится информативным только в области солнечного блика, что ограничивает его возможности для решения задач обнаружения сликов.

Определим величину контраста, которая вычисляется как отношение усредненного УЭПР в слике к усредненному УЭПР чистой (без нефтяной пленки) морской поверхности. При этом УЭПР измеряется в натуральных единицах, а само отношение переведено в дБ.

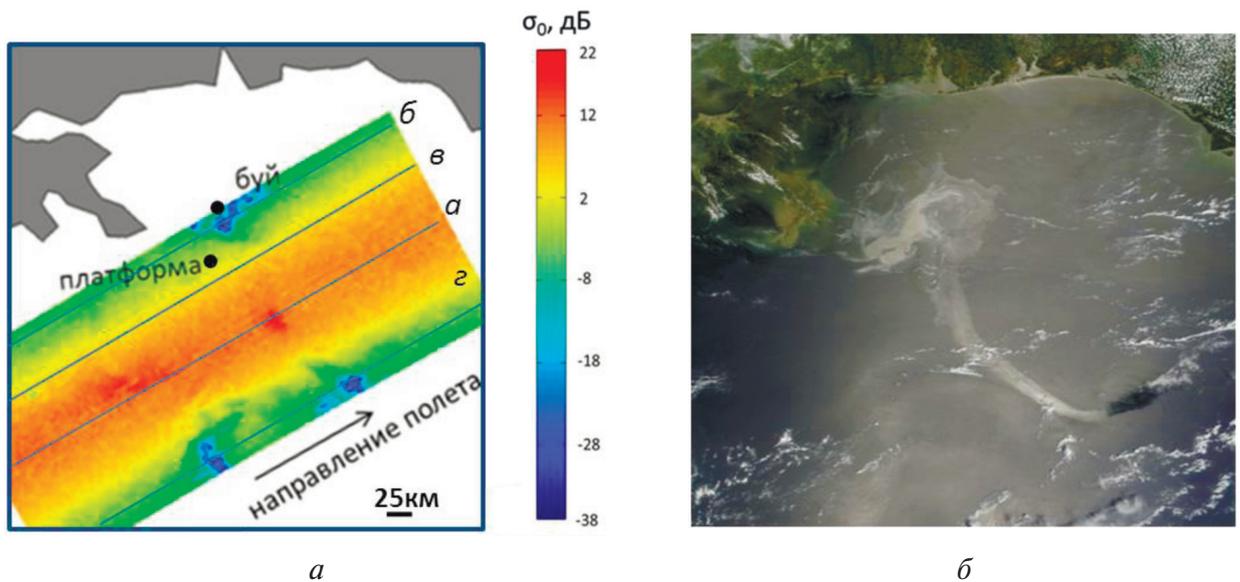


Рисунок 3.1 — Распределение УЭПР в полосе обзора радиолокатора Ku-диапазона 17 мая 2010 в 12:38 UTC, скорость ветра 3.1 м/с (а). Фрагмент изображения MODIS Terra (б). Изображение было получено в тот же день 16:40 UTC. Вдоль линий а, б, в и г проведены разрезы, представленные на рисунке 3.2.

Было выбрано несколько участков полосы обзора за период с апреля по июль 2010, и построена зависимость контраста от угла падения при скоростях приводного ветра 3 м/с и 5.4 м/с (рисунок 3.3), измеренных буюм (рисунок 3.1). Величина  $\bar{\sigma}^0$  — среднее значение  $\sigma^0$  для чистой морской поверхности, а  $\bar{\sigma}_s$  — среднее значение для поверхности, покрытой нефтяной пленкой. Значения стандартных отклонений  $\sigma^0$  от  $\bar{\sigma}^0$  и  $\bar{\sigma}_s$  использовались для вычисления ошибки контраста.

Значения контрастов на рисунке 3.2 (например, 35 дБ на рисунке 3.2 (б) и 3.2 (в)) значительно больше, чем на рисунке 3.3. Максимальное значение контраста наблюдается в средней части слика (около нефтяной платформы), где толщина нефтяной пленки больше, чем на остальной площади слика. Однако информации о пространственном распределении пленки нет, поэтому рассмотрим контраст для усредненного сечения обратного рассеяния по всей области слика. В результате усредненные значения будут меньше максимальных контрастов.

Поведение контраста хорошо согласуется с результатами [22], где представлены зависимости для того же диапазона и поляризации. В работе [93]

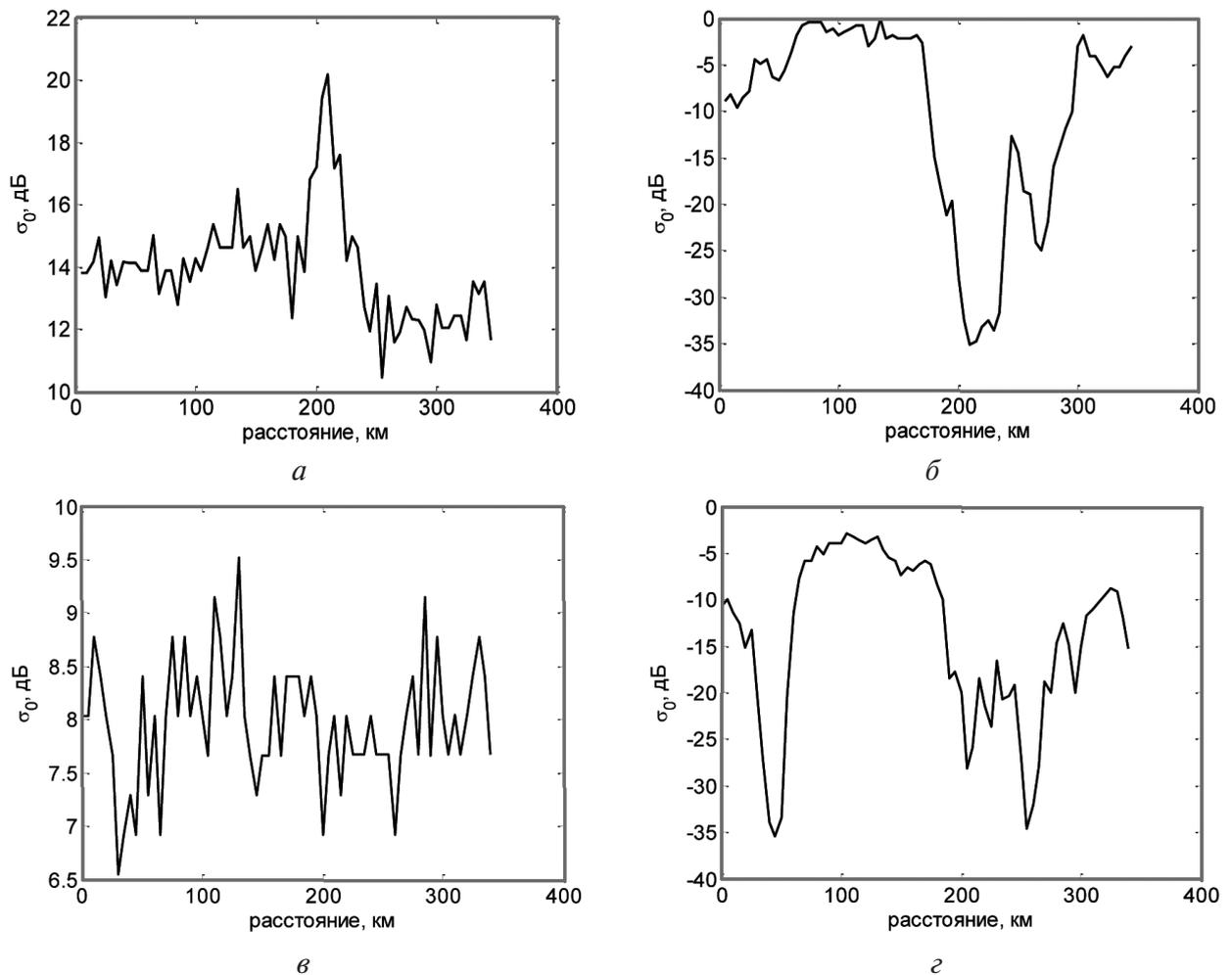


Рисунок 3.2 — Зависимость УЭПР от расстояния вдоль трека для угла падения  $1.5^\circ$ (а),  $16.6^\circ$ (б),  $-16.6^\circ$ (в) и  $9^\circ$ (г).

приведены экспериментальные результаты для X-диапазона и вертикальной поляризации и получены аналогичные зависимости.

### 3.2 Дисперсия уклонов в Ku-диапазоне

На рисунке 3.4 (б) приведено исходное радиолокационное изображение, полученное по данным дождевого радиолокатора (распределение УЭПР) 9 июня 2010 года. На рисунке 3.4 (а) приведено для сравнения изображение MERIS Envisat. На рисунках 3.4 (в) и 3.4 (г) показаны распределения  $\sigma^0$  и  $\sigma_{tot}^2$ .

Интерпретировать исходное радиолокационное изображение достаточно сложно, так как на сечение обратного рассеяния одновременно влияют измене-

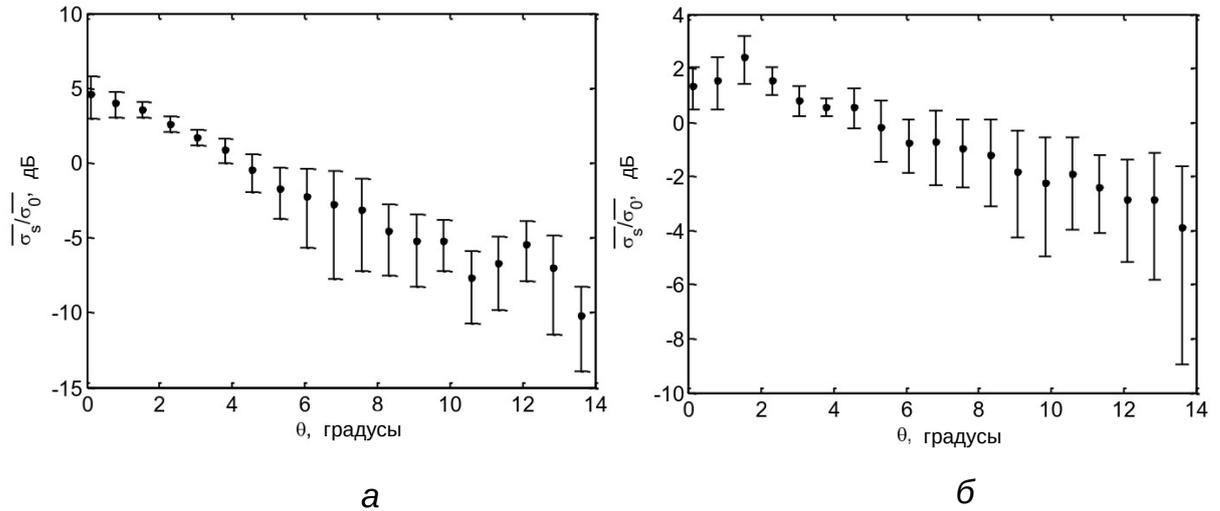


Рисунок 3.3 — Зависимость контраста от угла падения от скорости ветра а — 24 мая 2010,  $U_{10} = 3$  м/с, б — 9 июня 2010,  $U_{10} = 5.4$  м/с.

ния шероховатости поверхности и угла падения. В процессе обработки удается «избавиться» от угловой зависимости и получить сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения (рис. 3.4 в) и дисперсию уклонов крупномасштабного волнения (рис. 3.4 г).

На рисунках 3.4 (в) и 3.4 (г) форма нефтяного пятна видна более четко. В области слика значение  $\sigma_{tot}^2$  убывает в четыре раза по сравнению с фоном.

Данные о  $\sigma_{tot}^2$  были объединены с измерениями скорости приводного ветра морским буюм. Буй находится на расстоянии 54 км от нефтяной платформы. Анемометр установлен на высоте 4 м, и данные о скорости и направлении ветра поступают каждые 10 минут. Для дальнейшего анализа скорость ветра была пересчитана на высоту 10 м по формуле для нейтральной стратификации [71].

Временной интервал между измерениями буюма и дождевого радиолокатора не превышает 10 минут, а оценка  $\sigma_{tot}^2$  была вычислена как средняя  $\sigma_{tot}^2$  в пределах 15 км вокруг буюма. Объединенный массив данных, полученных с буюма и дождевого радиолокатора в области разлива нефти, содержит 17 качественных измерений над сликом в период с конца апреля по начало июля 2010 года. Оптические изображения были использованы для того, чтобы отобрать данные, где нефтяное пятно окружает буй. Данные с мая по ноябрь 2012 года в том же регионе обрабатывались как данные для чистой воды.

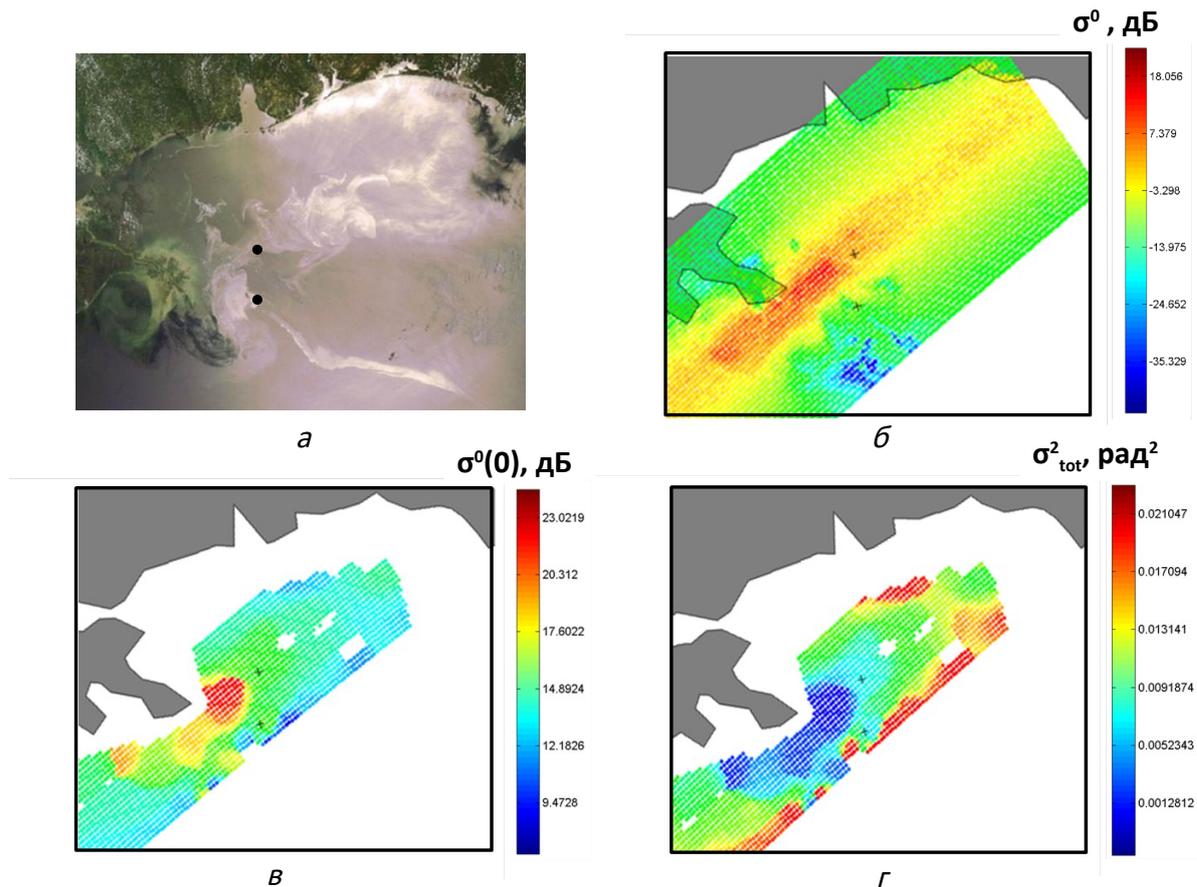


Рисунок 3.4 — Изображение MERIS Envisat, 24 мая 2010 (а), 16:16 UTC, 1.2 м/с, распределение УЭПР в полной полосе обзора радиолокатора 245 км (б), распределение восстановленного УЭПР при надире в полосе шириной 145 км (в), распределение  $\sigma_{tot}^2$  в полосе шириной 145 км (г).

Зависимость дисперсии уклонов крупномасштабного волнения  $\sigma_{tot}^2$  от  $U_{10}$  для чистой воды и для слика представлены на рисунке 3.5 (а). Для чистой поверхности зависимость хорошо согласуется с полученной в работах [59], [79]. Зависимость дисперсии уклонов для слика в Ку-диапазоне здесь получена впервые:

$$\sigma_{totKuslick}^2 = 0.0075 + 0.0019U_{10} \pm 0.004. \quad (3.1)$$

Экспериментальные данные и регрессионные зависимости для покрытой нефтью и чистой поверхности приведены на рисунке 3.5 (слева).

Интересно сравнить результат с «оптическими» уклонами, которые были измерены в известном эксперименте [53]. Экспериментальные данные и регрессионная зависимость для оптического диапазона представлены на рисунке 3.5 (справа).

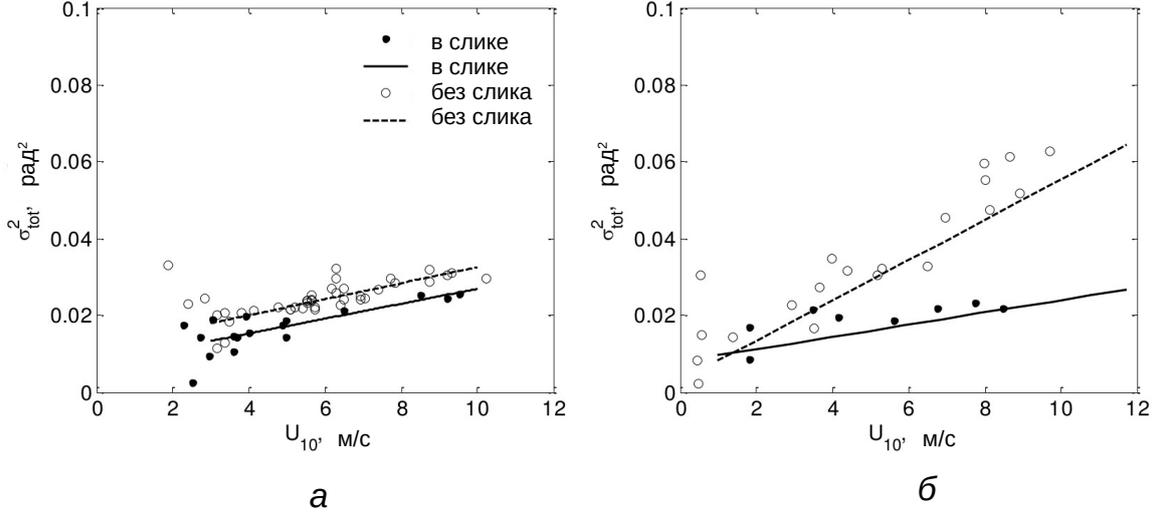


Рисунок 3.5 — Полная дисперсия уклонов по данным в Ку-диапазоне (а) и по эксперименту Cox & Munk [53] (б). Точки и сплошная линия соответствуют покрытой сликом области, а кружки и пунктир — чистой поверхности.

Для чистой поверхности разница между дисперсией уклонов по данным Ку-диапазон и по данным оптических измерений [53] велика (пунктирные линии на рисунке 3.5), в то время, как для поверхности, покрытой нефтью, эти значения близки (сплошные линии на рисунке 3.5). Обсудим причины такого эффекта.

Дисперсия уклонов для оптического эксперимента задается выражением:

$$\sigma_{totoptics}^2 = \int_0^{\infty} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa. \quad (3.2)$$

где  $\kappa$  — волновое число, а  $S$  — спектр возвышений морской поверхности. Измеренная по данным Ку-диапазона дисперсия уклонов задается выражением

$$\sigma_{totKu}^2 = \int_0^{\kappa_b} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa, \quad (3.3)$$

Нефтяная пленка подавляет короткие волны, для которых  $\kappa > \kappa_s$ , поэтому для поверхности, покрытой нефтяной пленкой, спектр волнения может быть аппроксимирован следующим образом:

$$S_{slick}(\kappa) = S(\kappa), \kappa \leq \kappa_s, S_{slick}(\kappa) = 0, \kappa > \kappa_s. \quad (3.4)$$

Такая аппроксимация хорошо согласуется с результатами численного моделирования [19]. В общем случае дисперсия уклонов для покрытой нефтяной пленкой поверхности для оптического эксперимента выражается следующим образом:

$$\sigma_{\text{topticslick}}^2 = \int_0^{\kappa_s} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa, \quad (3.5)$$

а для Ку-диапазона дисперсия уклонов равна

$$\sigma_{\text{totKuslick}}^2 = \int_0^{\min(\kappa_b, \kappa_s)} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa. \quad (3.6)$$

Согласно рисунку 3.5 а)  $\sigma_{\text{totKuclean}}^2 > \sigma_{\text{totKuslick}}^2$ , что означает, что  $\kappa_b > \kappa_s$  и

$$\sigma_{\text{totKuslick}}^2 = \int_0^{\kappa_s} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa. \quad (3.7)$$

Поэтому дисперсии уклонов в нефтяном слике, полученные по оптическим и радиолокационным данным, практически совпадают.

### 3.3 Заключение по третьей главе

Проведено исследование проявления нефтяного слика в радиолокационном изображении радиолокатора Ку-диапазона и получена зависимость радиолокационного контраста (слик/чистая поверхность) от угла падения. При увеличении скорости ветра абсолютная величина контраста уменьшается. Проведена обработка данных, впервые построена зависимость дисперсии уклонов крупномасштабного волнения в Ку-диапазоне от скорости ветра в слике и выполнено сравнение с данными оптических измерений. Зависимость полной дисперсии уклонов по данным Ку-диапазона в нефтяном слике от скорости приводного ветра оказалась близка к измерениям в оптическом диапазоне. Обработка радиолокационных данных показала, что полная дисперсия уклонов крупномасштабного волнения является информативным параметром при исследовании морского волнения, в частности, в районе нефтяного загрязнения.

## Глава 4. Определение скорости ветра по данным радиолокатора Ku-диапазона

### 4.1 Введение

Сбор и анализ информации о поле приводного ветра необходим для оперативной метеорологии и развития климатических моделей. Основная часть данных о скорости ветра на данный момент собирается при помощи приборов, установленных на спутниках. Для определения скорости ветра применяются пассивные сенсоры: радиометры, которые измеряют радиояркостную температуру подстилающей поверхности и активные сенсоры: радиовысотометры, которые измеряют сечение обратного рассеяния. Для восстановления скорости и направления приводного ветра применяют скаттерометры и радиолокаторы с синтезированной апертурой антенны (РСА).

Дистанционными средствами информация о приводном ветре может быть собрана только над поверхностью океана или внутренних водоемов. Это связано с тем, что принцип работы всех этих инструментов основан на зависимости мощности принимаемого сигнала от степени шероховатости водной поверхности. Шероховатость водной поверхности в свою очередь увеличивается с ростом скорости ветра, что влияет на мощность отраженного сигнала.

Скаттерометры специально разрабатывались для определения вектора скорости ветра. Ширина полосы обзора скаттерометра может достигать 1800 км [94]. Полоса обзора разбивается на так называемые «ветровые ячейки» размером  $25 \times 25$  км. Каждая ветровая ячейка наблюдается под несколькими азимутальными углами, что позволяет определить направление волнения и скорость приводного ветра. Скаттерометры выполняют измерения при средних углах падения. При таких углах падения УЭПР в основном определяется спектральной плотностью гравитационно-капиллярных волн с длинами порядка длины волны излучения радиолокатора. Такие волны весьма чувствительны к скорости приводного ветра [1].

РСА также работают при средних углах падения и их разрешение может достигать нескольких метров. Однако, скорость ветра обычно восстанавлива-

ется с масштабом 0.5–1 км, чтобы сгладить вариации, связанные, в частности, со спекл-шумом [95]. По данным РСА можно определить скорость приводного ветра в прибрежной зоне, где скаттерометр не способен выполнять измерения. Алгоритмы определения скорости ветра при средних углах падения основаны на эмпирических геофизических модельных функциях (ГМФ), которые связывают УЭПР со скоростью ветра и его направлением.

Изначально радиовысотометры разрабатывались для измерения среднего уровня водной поверхности (Mean Sea Level — MSL) и высоты значительного волнения (Significant Wave Height — SWH). Размер элемента разрешения альтиметра составляет 5–15 км в зависимости от интенсивности волнения. Радиовысотометры осуществляют зондирование морской поверхности в надир, и данные, собираются вдоль узкой линии шириной в один элемент разрешения. УЭПР, измеряемый радиовысотометром, используется для определения скорости ветра вдоль траектории движения. Сначала для определения скорости ветра использовались данные только об УЭПР [96]. УЭПР при малых углах падения (вблизи надирное зондирование) зависит в основном от статистики уклонов волн с длинами волн много больше длины волны радиолокатора. Хотя эти волны являются более инерционными, чем короткая рябь, но также определяются локальным ветром.

В дальнейшем в алгоритмы для определения скорости приводного ветра по данным радиовысотометра была добавлена высота волнения, измеряемая самим радиовысотометром. [11]. В работе [10] ставится под сомнение улучшение качества алгоритма при использовании двух параметров по сравнению однопараметрическим. Однако, на данный момент двухпараметрический алгоритм является наиболее признанным [97]. Микроволновые радиометры измеряют спектр мощности (радиояркостную температуру) электромагнитного излучения поверхности Земли и атмосферы. Их данные используются для многочисленных приложений, таких как определение температуры поверхности океана, солености, скорости ветра [98], положения снежного и ледяного покрова, влажности почвы, содержания капельной влаги в атмосфере и многих других параметров. Принцип определения скорости ветра основан на физической модели радиационного переноса, согласно которой вычисляется микроволновое излучение от плоской и взволнованной поверхности океана, а также поглощение и излучение атмосферой Земли. Излучение взволнованной поверхностью океана

зависит по большей части от скорости ветра и в основном связано с наличием пены, если она присутствует [99], [95]. Считается, что алгоритм становится эффективным при скоростях ветра более 7 м/с, когда в результате обрушений на морской поверхности появляется пена.

На данный момент стандартного продукта по определению скорости ветра по данным радиолокатора DPR на спутнике GPM нет. В последние десятилетия в работах [100], [101], [102] были предложены алгоритмы для определения скорости ветра по данным радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM, а также радиолокатора SWIM на спутнике CFOSAT [23]. Подход в этих работах подразумевает построение геофизических модельных функций для каждого угла падения. Однако, в [16] показано, что корреляция УЭПР со скоростью ветра при углах падения  $5^{\circ}$ – $9^{\circ}$  близка к нулю, а максимальная корреляция наблюдается при нулевом угле падения.

В данной главе обсуждается оригинальный подход к восстановлению поля приводного ветра в широкой полосе обзора (145 км) с хорошим пространственным разрешением (5 км). Для определения скорости приводного ветра впервые предлагается использовать пересчитанный к нулевому углу падения УЭПР, как описано во второй главе. УЭПР при нулевом угле падения обладает максимальной корреляцией со скоростью ветра при малых углах падения, потому можно предполагать, что точность алгоритма определения скорости приводного ветра будет высокой. В результате скорость ветра будет достоверно определяться в широкой полосе обзора. В данной главе обсуждается алгоритм определения скорости ветра по данным радиолокатора Ku-диапазона на спутнике GPM при нулевом угле падения при помощи подходов, используемых в радиовысотометрии. Алгоритм определения скорости ветра строится с использованием данных National Data Buoy Center (NDBC) буев. Дополнительная валидация нового алгоритма проведена по данным скаттерометра ASCAT.

Результаты, изложенные в данной главе, опубликованы в работе [28].

## 4.2 Используемые данные

По данным DPR Ки-диапазона за 2017–2019 годы было вычислено распределение УЭПР при нулевом угле падения, как описано в главе 2. Полученные данные о  $\sigma^0(0)$  были объединены с измерениями 157 NDBC буев. Расположение буев отмечено на рисунке 4.1.

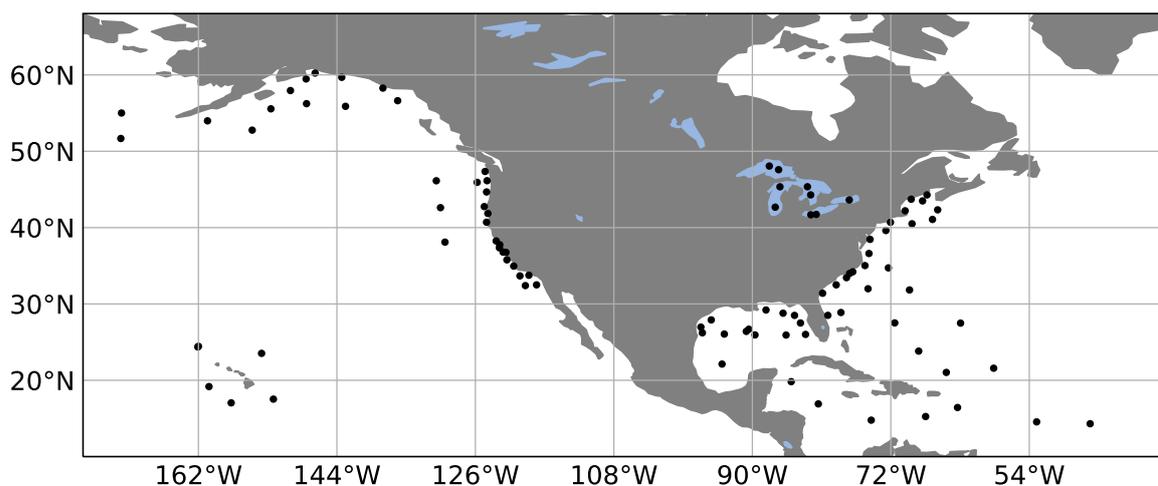


Рисунок 4.1 — NDBC буи, данные которых были использованы для анализа.

Данные буев существуют в двух форматах: continuous wind product, где данные о скорости ветра следуют каждые 15 минут, и standard meteorological data, где каждые полчаса производится запись скорости и направления ветра, параметров волнения, а также температур воды и воздуха. В работе использовались данные второго типа. Скорость ветра, приводимая в этих данных, усредняется за 10 минут. Анемометры установлены на высотах от 3 до 5 м, и скорость ветра была пересчитана на стандартную высоту 10 м при условии нейтральной температурной стратификации приповерхностного пограничного слоя. Для того, чтобы соблюсти это условие, использовались записи, когда температуры воды и воздуха были близки:  $|T_{air} - T_{water}| < 5^\circ$ . Скорость ветра пересчитывалась на высоту 10 м по формуле

$$U_{10} = U_z \sqrt{\frac{\kappa^2}{C_d}} \ln^{-1} \left( \frac{z}{z_0} \right), \quad (4.1)$$

где  $\kappa$  константа вон Кармана, приблизительно равная 0.4,  $C_d$  - коэффициент аэродинамического сопротивления водной поверхности, а  $z_0$  - высота шероховатости поверхности. В данной работе, как и в [103], брались следующие значения:  $C_d = 1.2 \times 10^{-3}$  and  $z_0 = 9.7 \times 10^{-5}$  м.

### 4.3 Построение регрессионной модели

Восстановленные по данным радиолокатора Ку-диапазона данные о  $\sigma^0(0)$  в полосе обзора были объединены с измерениями буев таким образом, чтобы расстояние между буюм и центром пятна засветки не превышало 25 км, а временной интервал между измерением радиолокатора и записью с буя не превосходил 15 минут. Область вокруг буя, содержащая несколько элементов разрешения, исследовалась на наличие выбросов и пространственных неоднородностей. Для оценки качества данных применялась процедура из работы [103].

(1) Если в области вокруг буя меньше 10 точек, она убирается из рассмотрения.

(2) Значение в области вокруг буя считается выбросом, основываясь на вычислении медианного абсолютного отклонения (median absolute deviation - MAD). MAD вычисляется следующим образом:

$$MAD = b \text{median} \{|x_i - M_n|\}, \quad (4.2)$$

где  $M_n = \text{median}\{x_i\}$ , а  $x_i$  — это значения наблюдаемой величины,  $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ,  $n$  — номера элементов в рассматриваемой области. Значение  $b$  равно 1.4826, что является масштабирующим фактором для Гауссова распределения. Для MAD было выбрано пороговое значение, равное 3, следуя [103]. Все значения, не удовлетворяющие данному критерию, удаляются как выбросы. Критерий записывается следующим образом

$$\left| \frac{x_i - M_n}{MAD} \right| < 3. \quad (4.3)$$

(3) Обозначим  $R = \sigma_{\sigma^0(0)}(circle) / \overline{\sigma^0(0)}(circle)$ , где  $\overline{\sigma^0(0)}(circle)$  и  $\sigma_{\sigma^0(0)}(circle)$  - это среднее и стандартное отклонение в области.  $R$  определяет, насколько неоднородны измерения в области. Если  $R > 0.5$ , весь блок убирается из рассмотрения.

После проведения описанной выше процедуры, некоторые области удаляются целиком. В оставшихся областях удаляются выбросы, и вычисляется среднее значение  $\sigma^0$ . Массив пар значений  $(\sigma^0, U_{10})$  далее используется для построения модели.

На рисунке 4.2 представлены гистограммы усредненных в каждой области значений  $\sigma^0(0)$  и  $U_{10}$ . Эти данные далее будут применяться для построения модели  $U_{10}(\sigma^0(0))$ . Массив содержит 9634 точек. Назовем этот массив L1.

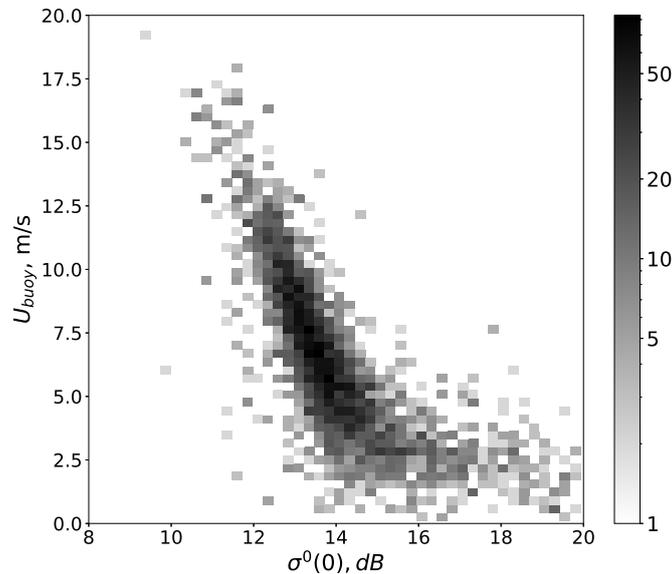


Рисунок 4.2 — Двумерная гистограмма зависимости скорости ветра от УЭПР при надире.

Массив L1 был случайным образом разделен на две части. Одна использовалась для построения модели (training set), другая для валидации (validation set).

Измерения буев и радиолокатора страдают от разного рода ошибки. Данные УЭПР содержат спекл-шум, а также ошибки калибровки. Данные буев также имеют погрешность, особенно учитывая, что предположение о температурной стратификации одинаково для всех используемых данных. Если предположить, что измеренные значения распределены по нормальному закону вокруг

истинных, усреднение позволит получить приближенный к истинному значению результат.

Следуя процедуре, изложенной в работе [10], были выделены интервалы значений УЭПР с шагом 0.2 дБ — биннинг (binning). Все значения  $U_{10}$  в каждом интервале усредняются, а значение  $\sigma^0(0)$  берется в середине интервала. Оставлены значения только в тех интервалах, где количество измерений больше 10. На рисунке 4.3 точки соответствуют усредненным значениям скорости ветра при заданном УЭПР, звездочки — усредненным значениям УЭПР ветра при заданном значении скорости ветра. Кроме того, усреднение позволяет уравновесить вклад различных диапазонов скоростей ветра при построении зависимости.

Сплошная линия соответствует регрессионной зависимости (4.6), построенной по всем усредненным точкам по данным радиолокатора Ku-Диапазона на спутнике GPM, а пунктирная линия соответствует зависимости из [10]. Эта зависимость получена по данным радиовысотомера на спутнике ENVISAT. Зависимости для дождевого радиолокатора и радиовысотомера не совпадают, что связано с различиями калибровки радиолокаторов.

В работе [10] модельная зависимость  $U_{10}(\sigma^0)$  состоит из двух частей: линейной и экспоненциально спадающей

$$U_m = \begin{cases} \alpha - \beta\sigma^0 & \sigma^0 \leq \sigma_b \\ \gamma \exp(-\delta\sigma^0) & \sigma^0 > \sigma_b \end{cases} \quad (4.4)$$

При этом в точке сшивки должно соблюдаться условие непрерывности функции  $U_{10}(\sigma^0)$  и ее производной. Но поскольку при такой постановке задачи независимыми являются три параметра из пяти, а два оставшихся определяются детерминировано, проводится дополнительная юстировка полученной модели

$$U_{10} = U_m + 1.4U_m^{0.096} \exp(-0.32U_m^{1.096}) \quad (4.5)$$

Полученная модель определяется таким образом, чтобы на бесконечности функция стремилась к положительной константе, а при минимальных значениях аргумента была линейной.

Нами была предложена простая модель, удовлетворяющая условиям, описанным выше, которая содержит всего четыре коэффициента против девяти,

как у предыдущей модели

$$U_{10} = -(a\sigma^0 + b) + \sqrt{(a\sigma^0 + b)^2 + c^2} + d \quad (4.6)$$

Для Ки-диапазона были получены следующие коэффициенты  $a = 1.84$ ,  $b = -26.83$ ,  $c = 2.38$ ,  $d = 1.7$ . Регрессионные кривые для усредненных данных представлены на рис. 4.3. Модель справедлива для УЭПР от 11 до 20 дБ.

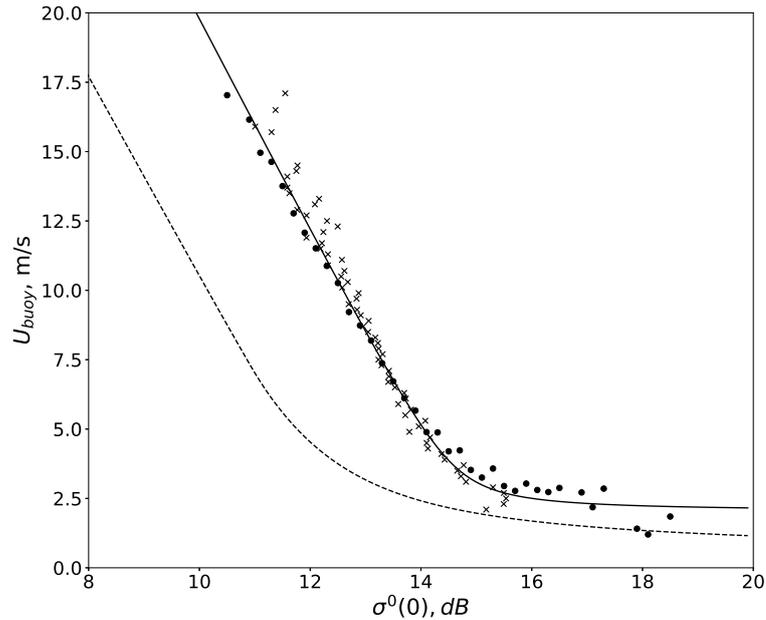


Рисунок 4.3 — Зависимость скорости ветра по данным NDBC буев от УЭПР. Точки соответствуют усредненным значениям скорости ветра при заданном УЭПР, звездочки — усредненным значениям УЭПР ветра при заданном значении скорости ветра. Сплошная линия соответствует регрессионной зависимости (4.6), а пунктирная линия соответствует зависимости из [10].

#### 4.4 Валидация

По данным половины массива L1, предназначенной для валидации, скорость ветра была вычислена по уравнениям (4.6). Сравнение измеренных и восстановленных значений приведено на рисунке 4.4. Среднее отклонение и среднее квадратическое отклонения равны соответственно -0.12 и 1.83 м/с, коэффициент корреляции равен 0.84.

На рисунке 4.5 (вверху) представлено распределение среднего отклонения и СКО (на рисунках — standard deviation of difference, SDD) по данным DPR от восстановленной по данным буев скорости ветра по интервалам скоростей ветра. Наибольшие отклонения наблюдаются при больших и маленьких скоростях ветра.

Плотности вероятности скоростей ветра по данным буев и DPR представлены на рисунке 4.5 (внизу) и также хорошо согласуются между собой. Поскольку данных для скорости ветра ниже 2 м/с мало, у плотности вероятности скорости ветра по данным DPR наблюдается искусственный максимум при 3 м/с. Это связано с тем, что зависимость скорости ветра от УЭПР при малых скоростях ветра пологая. Поэтому наблюдается высокое среднее отклонение и СКО для скоростей ветра ниже 2 м/с.

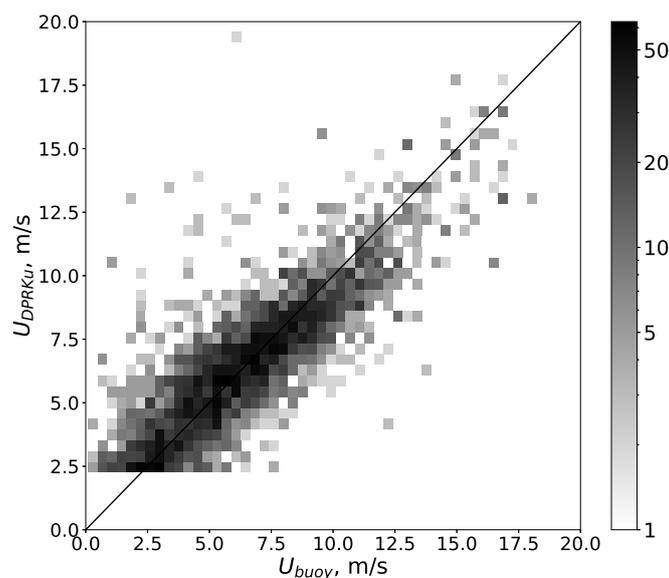


Рисунок 4.4 — Сравнение между скоростью ветра по данным радиолокатора и измеренной морскими буями за период 2017-2019.

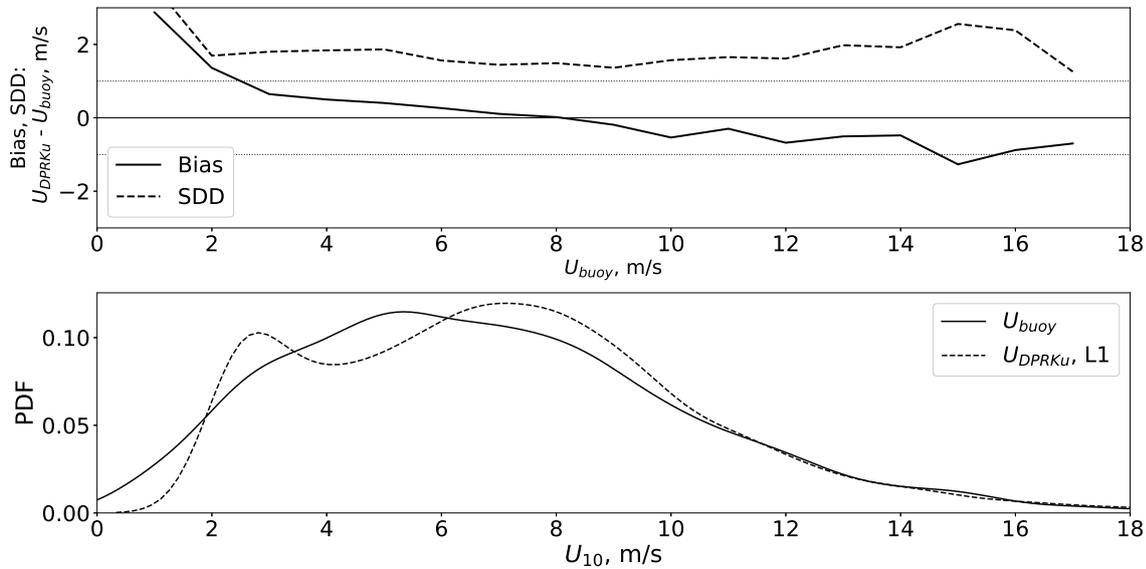


Рисунок 4.5 — Среднее отклонение и СКО между DPR и измерениями буев (вверху). Плотность вероятности скоростей ветра для DPR и буев (внизу).

Была проведена валидация полученного алгоритма по данным скаттерометра ASCAT-A. Был собран объединенный массив скоростей ветра по данным ASCAT-A и DPR за январь 2017 года. Объединялись измерения, разнесенные по пространству не более, чем на 25 км и по времени не более, чем на 15 минут. Полный массив для Ку-диапазона содержит 57213 пар значений  $(U_{10}^{ASCAT}, U_{10}^{DPR})$ . Сравнение полученных по данным приборов скоростей ветра приведено на рисунке 4.6. Среднее отклонение и стандартное отклонение для Ку-диапазона составляет 0.28 и 1.26 м/с, коэффициент корреляции равен 0.93.

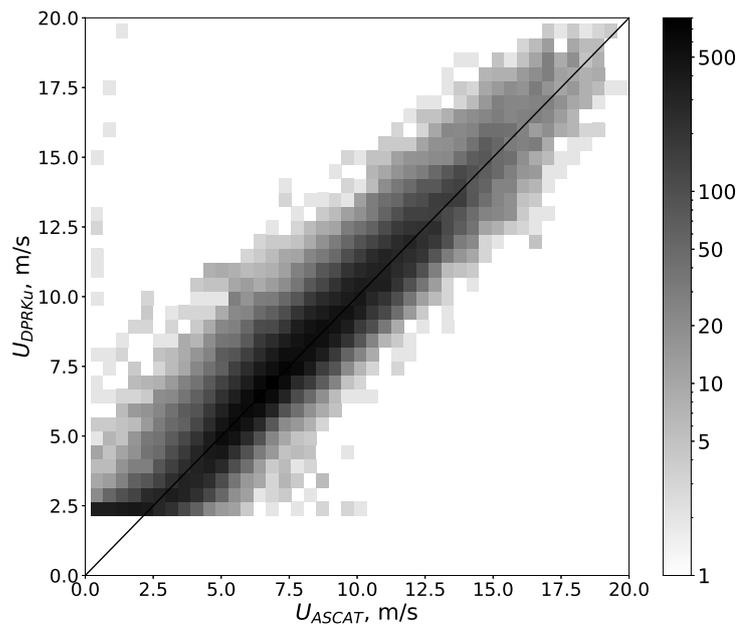


Рисунок 4.6 — Сравнение скорости ветра по данным DPR и ASCAT за январь 2017.

На рисунке 4.7 (вверху) представлено распределение среднего отклонения и СКО по данным DPR от восстановленной по данным ASCAT скорости ветра по интервалам скоростей ветра. Видно, что скорости ветра, полученные по данным DPR близки к определенным по данным скаттерометра: среднее отклонение по интервалам не превышает 1 м/с, а СКО стремится к 1 м/с.

Плотности вероятности скоростей ветра по данным ASCAT и DPR представлены на рисунке 4.7 (внизу) и также хорошо согласуются.

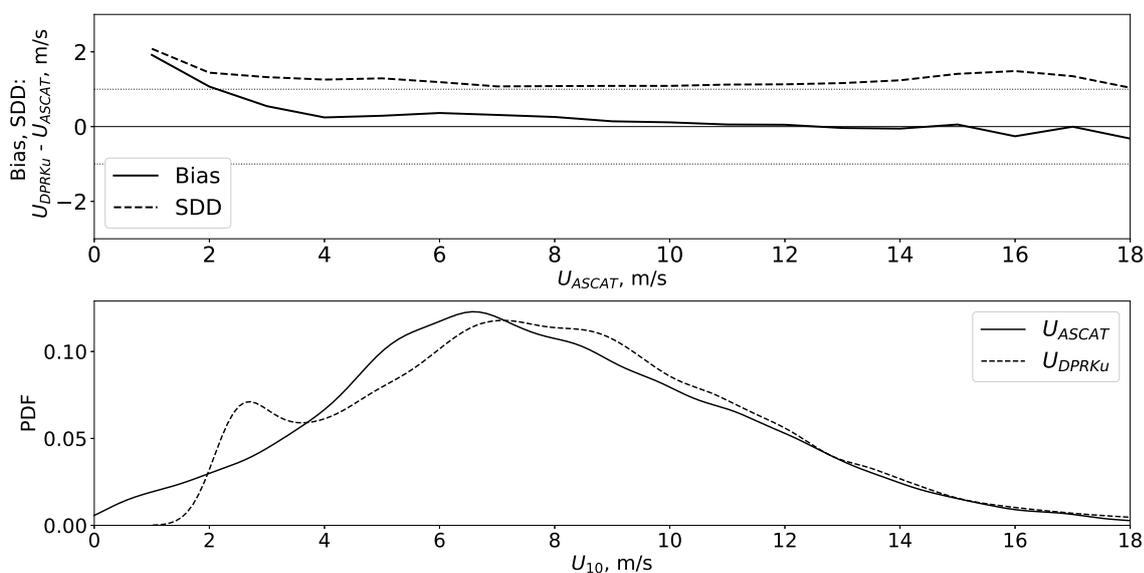


Рисунок 4.7 — Среднее отклонение и СКО между DPR и ASCAT (вверху).  
Плотность вероятности скоростей ветра для DPR и ASCAT (внизу).

Точность алгоритма была оценена для различных частей полосы обзора, соответствующих углам падения  $0^\circ$ ,  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $8^\circ$  и  $10^\circ$ . Результат сравнения представлен на рисунке 4.8. Точность определения скорости ветра достаточно высока для всей полосы обзора, для малых скоростей ветра среднее отклонение и СКО возрастают. Такое же сравнение было проведено по данным радиолокатора SWIM в [23] и измерениям скаттерометра Quikscat, где скорость ветра определялась по геофизической модельной функции. Результат сравнения из статьи приведен на рисунке 4.9. Для угла падения  $6^\circ$  оба метода имеют хорошую точность, однако, для  $\theta \geq 8^\circ$ , ошибки метода, основанного на ГМФ становятся существенно выше, чем для нашего метода. А для  $\theta = 10^\circ$  метод, основанный на ГМФ и вовсе не может быть применен, как было предсказано в [16]. Таким образом, наш подход позволяет получить скорость ветра с хорошей точностью в тех участках полосы обзора, где подход, основанный на ГМФ не работает. В данном подходе используется информация о тренде УЭПР для коротких диапазонов углов падения вместо индивидуальных значений УЭПР. Поэтому нечувствительность УЭПР к изменениям скорости ветра при определенных углах падения становится менее критичной, хотя точность метода при углах падения  $8^\circ$  и  $10^\circ$  снижается.

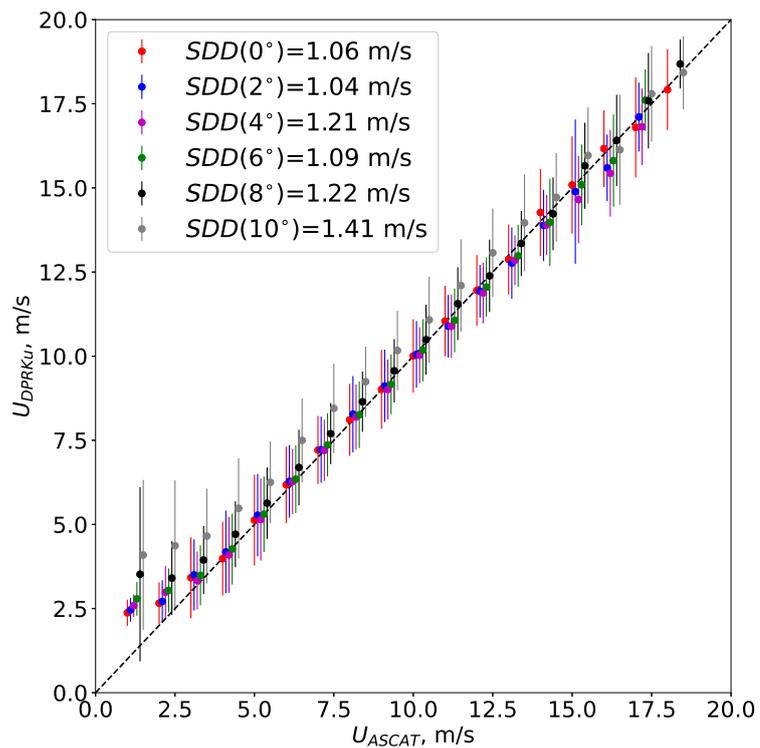


Рисунок 4.8 — Сравнение скорости ветра по данным DPR и ASCAT для различных частей полосы обзора, соответствующих углам падения  $0^\circ$ ,  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $8^\circ$  и  $10^\circ$ .

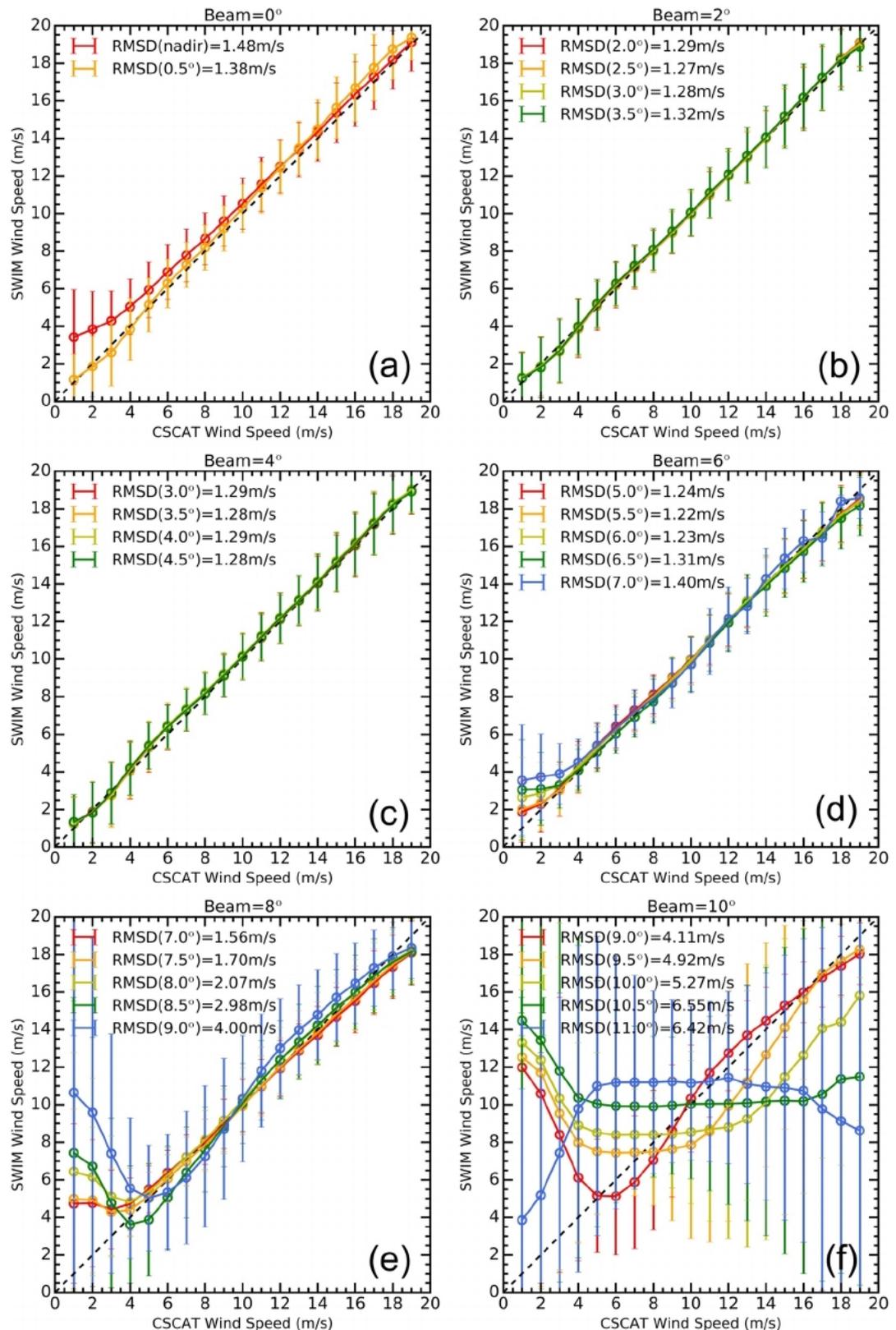


Рисунок 4.9 — Сравнение скорости ветра по данным SWIM и Quickscat для лучей с углами падения  $0^\circ$ ,  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $8^\circ$  и  $10^\circ$  из работы [23].

## 4.5 Локальный пример определения скорости ветра

Рассмотрим пример применения алгоритма в акватории Адриатического моря. В зимнем сезоне в регионе наблюдаются сильные ветра. На рисунке Figure 4.10 а представлено распределение скорости ветра 17.01.2017, 06:20 UTC по данным DPR Ku-диапазона (показано цветом), области осадков с интенсивностью более 0.5 мм/час отмечены черным. Пропуски в полосе соответствуют областям с большим шумом в данных. На рисунке 4.10 б представлено распределение скорости ветра спустя два с половиной часа 17.01.2017, 08:50 UTC по данным ASCAT, но информация об осадках отсутствует. Ветро-волновая обстановка была стабильной и сохранялась в течение нескольких часов. В результате данные двух приборов хорошо согласуются между собой. Последовательные спутниковые измерения позволяют отслеживать развитие атмосферных условий.

Следует отметить, что DPR позволяет получать данные в непосредственной близости от берега (около 5 км), чем выгодно отличается от скаттерометров и радиовысотомеров. Радиовысотомер излучает сферическую волну и форма отраженного импульса радиовысотомера искажается при приближении к «высокому» берегу, поэтому данные невозможно использовать для обработки. Несмотря на то, что разрешение радиовысотомера составляет 5-15 км, однако выполнять измерения вблизи берега, в общем случае, невозможно. Это связано с тем, что диаграмма направленности радиовысотомера достаточно широкая (около 1.5 градусов). Это необходимо, чтобы компенсировать возможные «уходы» направления зондирования от вертикали при движении спутника по орбите. При высоте орбиты спутника порядка 1000 км, рассеивающая площадка формально равна примерно 50 км. Поэтому берег может попасть в область диаграммы направленности и повлиять на форму отраженного импульса на удалении до 50 км. Для проведения измерений на более близком расстоянии от берега разрабатываются региональные алгоритмы, учитывающие локальные особенности береговой зоны. Данных ASCAT ближе 20 км от берега не существует, что хорошо видно на рис. 4.10 б. Благодаря узкой диаграмме направленности антенн (около 0.7°) DPR обладает хорошим пространственным разрешением и может проводить измерения вблизи берега, что хорошо видно на рис. 4.10а. Таким об-

разом, преимущество DPR заключается в возможности выполнения измерений в прибрежной зоне, т.е. на расстоянии 5–10 км от берега.

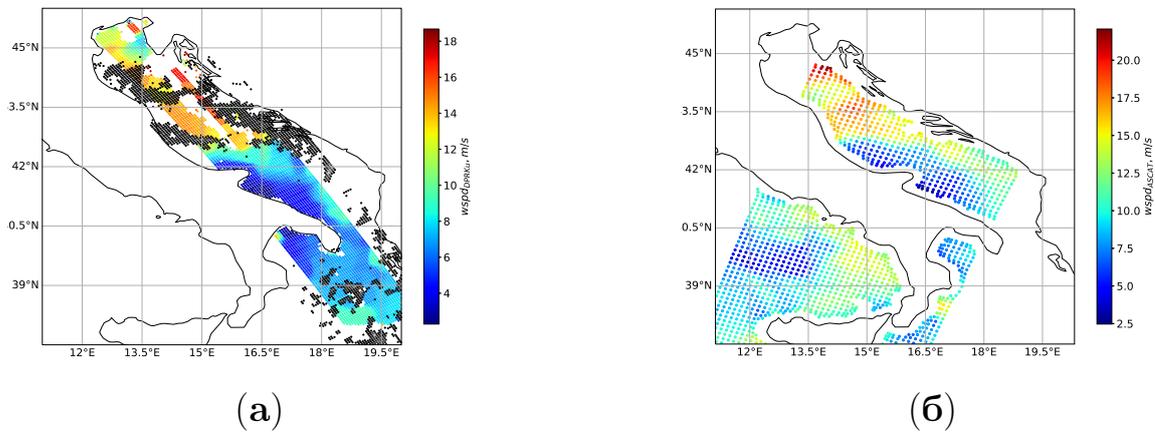


Рисунок 4.10 — (а) Распределение скорости ветра в Адриатическом море 17.01.2017, 06:20 UTC по данным DPR Ку-диапазона (цвет), области дождя с интенсивностью более 0.5 мм/час отмечены черным; (б) Распределение скорости ветра в Адриатическом море 17.01.2017, 08:50 UTC по данным ASCAT.

#### 4.6 Ошибка при определении скорости ветра

Ошибка определения скорости ветра связана с ошибкой определения УЭПР при нулевом угле падения в полосе обзора. Поскольку

$$\begin{aligned} \ln(\sigma^0(\theta) \cos^4 \theta) &= A + B \tan^2(\theta), \\ \sigma^0(0) &= \exp(A), \end{aligned} \quad (4.7)$$

абсолютная ошибка  $\sigma^0(0)$  вычисляется как

$$\Delta \sigma^0(0) = \Delta A \exp(A). \quad (4.8)$$

При обработке полосы обзора проводилась робастная регрессия, но для простоты получим оценку сверху для ошибки в определении свободного члена регрессии, как если бы применялся метод наименьших квадратов. В этом случае

СКО для свободного члена  $A$  вычисляется как

$$\Delta A = \sqrt{s^2 \left( \frac{1}{n} + \frac{\bar{x}^2}{S_{xx}} \right)}, \quad (4.9)$$

$$(4.10)$$

где  $n$  - количество точек при проведении регрессии,

$$\begin{aligned} \bar{x} &= \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n - 2}, \\ S_{xx} &= \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \\ s^2 &= \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - A - Bx_i)^2}{n - 2} \end{aligned} \quad (4.11)$$

Ошибка для УЭПР при надире в дБ равна

$$\Delta\sigma_{dB}^0 = \frac{10\Delta\sigma^0(0)}{\ln 10\sigma^0(0)}, \quad (4.12)$$

и ошибка при определении скорости ветра вычисляется как

$$\Delta U_{10} = \Delta\sigma_{dB}^0 \left( a + \frac{a(a\sigma_{dB}^0 + b)}{\sqrt{(a\sigma_{dB}^0 + b)^2 + c^2 + d^2}} \right). \quad (4.13)$$

На рисунках 4.11а и 4.11б представлены гистограммы для  $\Delta\sigma_{dB}^0$  и  $\Delta U_{10}$  для части трека над Адриатическим морем, рассмотренной выше в частном примере. В рассмотренной области наблюдается широкий диапазон скоростей ветра, поэтому обработка этой области показательна для оценки ошибок метода. Видно, что ошибка определения скорости ветра составляет порядка 1 м/с, что является удовлетворительной точностью.

Распределение ошибки в полосе обзора представлено на рисунках 4.12а и 4.12б соответственно. Информация об ошибке для трех центральных углов падения отсутствует, так как здесь использовался УЭПР из исходных данных. Наибольшая ошибка наблюдается вблизи берега, а также ближе к краю полосы обзора, что связано с меньшим числом данных в окне обработки. Наибольшие

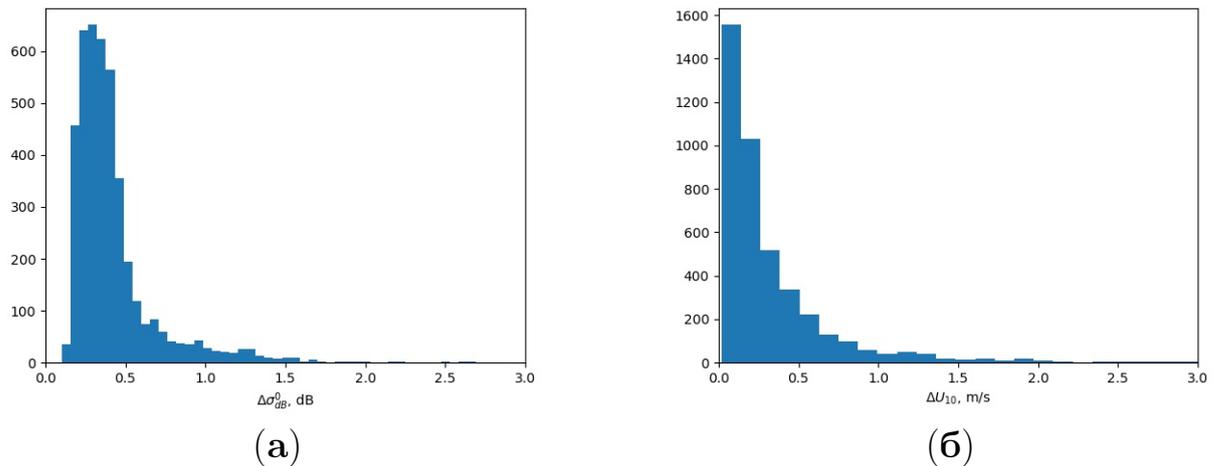


Рисунок 4.11 — (а) Гистограмма распределения абсолютной ошибки при вычислении УЭПР при надире; (б) гистограмма распределения абсолютной ошибки определения скорости ветра.

ошибки присутствуют в областях с малыми скоростями ветра, что вполне ожидаемо: зависимость скорости ветра от  $\sigma_{dB}^0$  слабая для малых ветров.

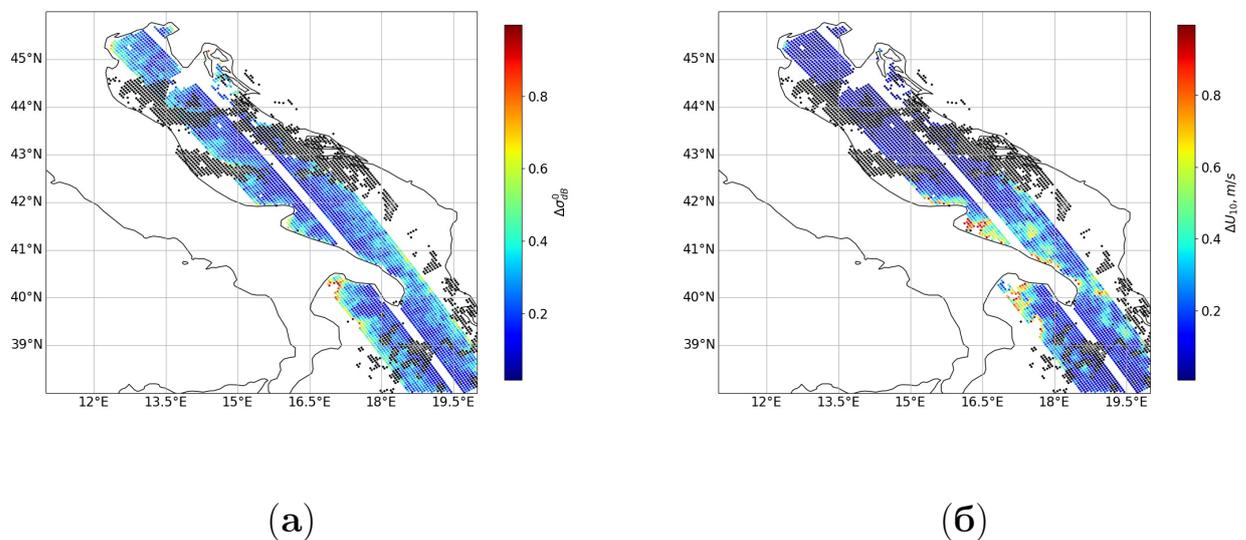


Рисунок 4.12 — (а) Распределения абсолютной ошибки при вычислении УЭПР при надире в полосе обзора; (б) распределения абсолютной ошибки определения скорости ветра в полосе обзора.

#### 4.7 Заключение по четвертой главе

По данным радиолокатора Ku-диапазона на спутнике GPM и измерениям морских буев построен алгоритм определения скорости ветра. Методика включает два этапа: определение УЭПР при надире в широкой полосе обзора и вычисление скорости ветра по регрессионной модели. Предложенная в работе модель проще, чем в статье [10] и может также быть применена для вычисления скорости ветра по данным альтиметрии. Преимущества обсуждаемого алгоритма состоит в том, что скорость ветра определяется в широкой полосе с высоким разрешением, при этом данные могут быть получены в прибрежной зоне на расстоянии 5–10 км от берега, а области осадков известны по данным того же прибора и легко исключаются из рассмотрения.

Была проведена валидация алгоритма по данным скаттерометра ASCAT и получено хорошее соответствие. Методика, основанная на пересчете сечения обратного рассеяния во всей полосе обзора к УЭПР при нулевом угле падения позволяет определять скорости ветра с хорошей точностью при углах падения  $8^{\circ}$ – $10^{\circ}$ , где подходы, основанные на ГМФ не работают. В дальнейшем возможно разработать комбинированный подход определения скорости ветра по данным DPR, основанный на данной методике и с применением ГМФ.

## Глава 5. Определение положения ледяного покрова по данным радиолокатора Ku-диапазона

Мониторинг морского льда является актуальной задачей для обеспечения безопасности навигации, составления прогнозов погоды и анализа климатических изменений, которая может быть решена средствами дистанционного зондирования. Микроволновые измерения из космоса широко применяются для картографирования льда. Для этого используются данные скаттерометров, радиометров [104; 105], РСА [106; 107]. Данные альтиметрии применяются для определения толщины льда [108].

Однако, проявление ледяного покрова в микроволновом сигнале при малых углах падения и в переходной области недостаточно изучено. В недавней работе [25] анализировались данные спектрометра SWIM и было показано, что отраженный сигнал при углах падения  $0^\circ$ – $8^\circ$  чувствителен к типу подстилающей поверхности. Авторы предложили алгоритм классификации типа подстилающей поверхности: лед или вода. Для классификации используется значение УЭПР.

В данной главе анализируются возможности DPR (радиолокатора Ku-диапазона) для обнаружения ледяного покрова, при этом акцент делается на отличии геометрических свойств поверхностей — различной статистике уклонов морской поверхности и ледяного покрова. Также обсуждается использование для определения границы между водой и льдом метода, применяемого для обработки оптических изображений. Результаты главы опубликованы в работах [50] и [109].

### 5.1 Статистика значений УЭПР при малых углах падения

Важной характеристикой является сплоченность ледяного покрова. Она равна отношению площади, покрытой льдом, к полной площади рассматриваемой области. Сплоченность, равная нулю, соответствует открытой воде; сплоченность, равная единице — сплошному ледяному покрову. В России применя-

ется и другая классификация. Сплоченность измеряется в баллах, например, сплошной ледяной покров соответствует 10 баллам, открытая вода — 0 баллов.

Вспомогательная информация о сплоченности ледяного покрова была получена нами по данным радиометра GMI, установленного на том же спутнике, что и дождевой радиолокатор. Существует ряд алгоритмов для определения сплоченности ледяного покрова по данным радиометрии [110]. Для обработки был выбран алгоритм ARTIST ASI [111], применяемый для данных радиометра AMSR-2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer) на спутнике GCOM-W1. Карты сплоченности льда, полученные по этим данным, доступны на сайте Бременского университета. Алгоритм был применен к данным GMI. Сравнение расчетов сплоченности льда по данным GMI и AMSR-2 показало, что СКО составляет 5–20%. На рисунке 5.1 приведено сравнение расчета сплоченности льда в Охотском море по данным двух радиометров. Таким образом, показано, что данные радиометра GMI, установленного на спутнике GPM, далее могут использоваться для определения сплоченности ледяного покрова.

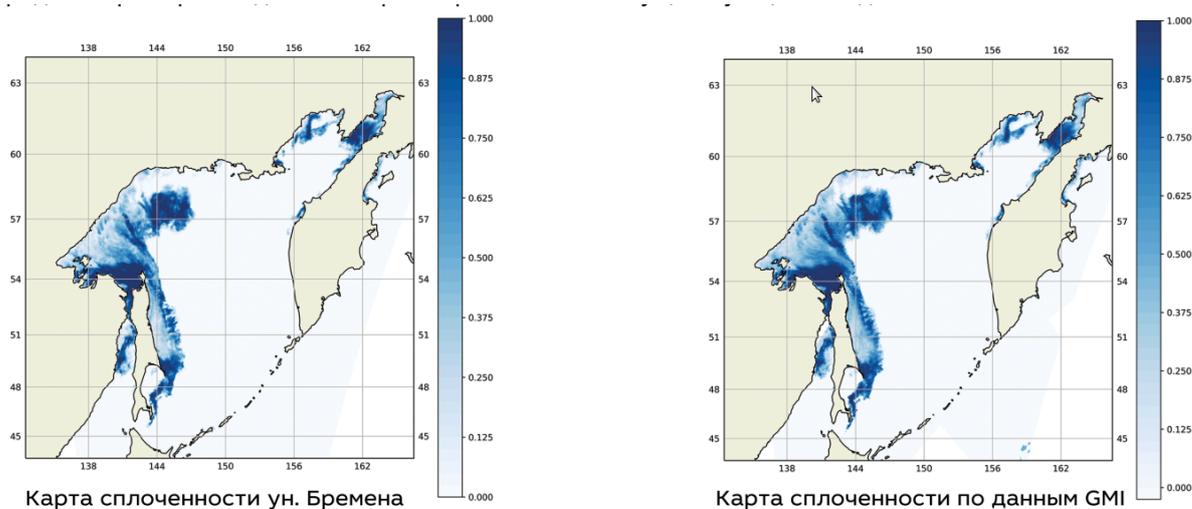


Рисунок 5.1 — Распределение сплоченности ледяного покрова по данным AMSR-2 (слева) и по данным GMI (справа).

Данные о сплоченности по измерениям GMI были пересчитаны в точки с координатами пятен засветки DPR. Для набора статистики использовались данные за январь 2018 года в северном полушарии и за июль 2018 года в южном полушарии. Измерениями над водной поверхностью считались те, где значение сплоченности (Sea Ice Concentration — SIC)  $SIC < 0.1$ , а над поверхностью льда — где  $SIC \geq 0.1$  (стандартный подход). На рисунке 5.2 построены плотности распределения УЭПР над поверхностью воды и льда для углов падения от  $0^\circ$  до  $4.5^\circ$ . Видно, что в этом диапазоне углов падения они сильно перекрываются

ся, поэтому для классификации типа поверхности применяется вероятностный подход [25].

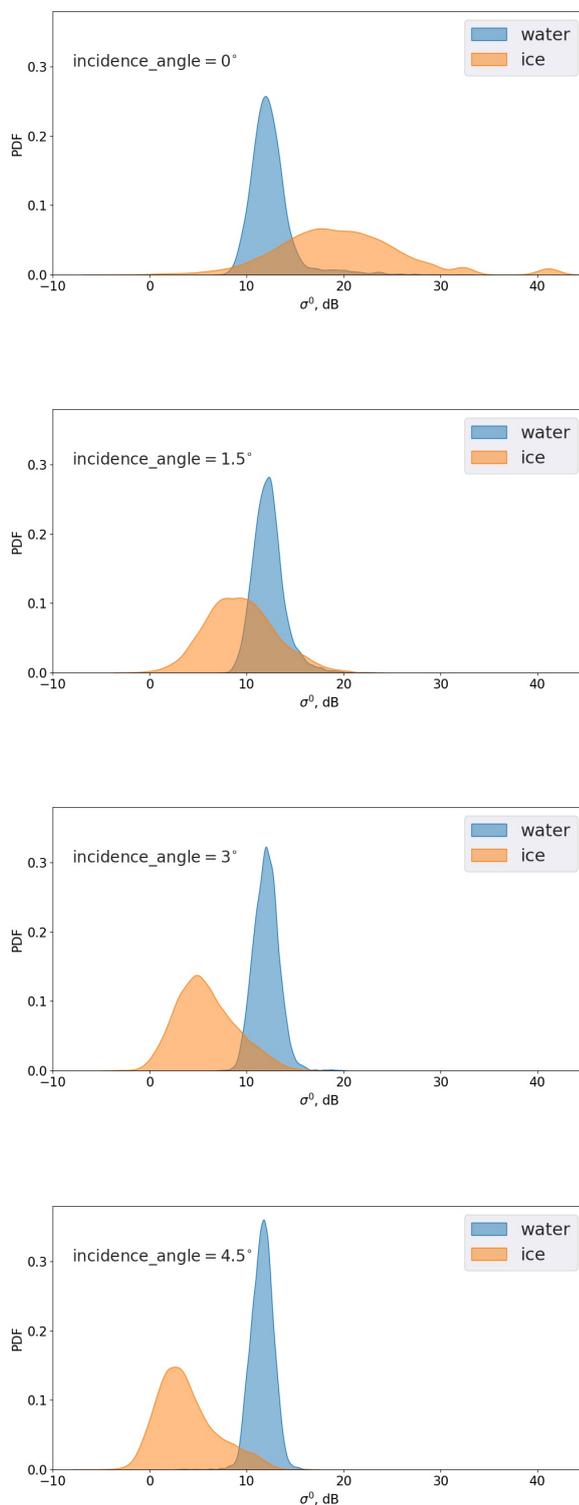


Рисунок 5.2 — Плотность вероятности значений УЭПР для водной и покрытой льдом поверхности для углов падения  $0^\circ$ ,  $1.5^\circ$ ,  $3^\circ$  и  $4.5^\circ$ .

Анализ статистики показывает, что для покрытой льдом и взволнованной морской поверхности значения УЭПР могут совпадать. Однако в частных слу-

чаях видно, что при переходе с водной на ледяную поверхность сигнал претерпевает скачок. В следующем разделе рассмотрен локальный пример распределения сигнала в Охотском море и описан метод определения границы ледяного покрова, использующий это свойство.

## 5.2 Определение положения границы ледяного покрова

Рассмотрим разрез полосы обзора вдоль направления полета при постоянном угле падения. Продольные разрезы для нескольких углов падения представлены на рисунке 5.3 а. При нулевом угле падения разность  $\sigma_{ice}^0 - \sigma_{water}^0$  положительна, а при  $6^\circ - 18^\circ$  наблюдается обратная ситуация. При промежуточных углах  $2^\circ - 5^\circ$  контраст между двумя типами рассеивающей поверхности практически не наблюдается.

Поиск границ объектов на изображении (edge detection) — хорошо исследованная задача классического компьютерного зрения. Для проведения данной процедуры созданы библиотеки для обработки двумерных изображений. В данном случае требуется определить границу в одномерной задаче, в стандартных библиотеках такого метода нет. Поэтому исходный алгоритм [54] был адаптирован для одномерного случая. Алгоритм был применен для обработки данных в полосе обзора радиолокатора Ку-диапазона.

Согласно [54] положение границы функции  $\sigma^0(x)$  соответствует максимуму следующей функции:

$$Q(x_0) = \frac{\left| \int_{-W}^{+W} \sigma^0(x_0 - x) f(x) dx \right| \left| \int_{-W}^{+W} \sigma^{0'}(x_0 - x) f'(x) dx \right|}{n_0^2 \sqrt{\int_{-W}^{+W} f^2(x) dx} \sqrt{\int_{-W}^{+W} f'^2(x) dx}}, \quad (5.1)$$

где  $x$  — номер ячейки вдоль направления полета, штрих означает производную по  $x$ ,  $n_0$  — уровень шума, который считается постоянным, а  $f(x)$  пропорцио-

нальна первой производной гауссовой функции

$$f(x) = -x \cdot \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_g^2}\right). \quad (5.2)$$

Числитель первого множителя в уравнении (5.1) представляет собой свертку исходного сигнала с производной от гауссовой функции, а знаменатель — среднеквадратичный отклик только на шумовую составляющую сигнала. Вторым множителем характеризует качество локализации скачка сигнала [54].

Если уровень шума постоянен, то задача сводится к нахождению положения максимума функции

$$S(x_0) = \left| \int_{-W}^{+W} \sigma^0(x_0 - x) f(x) dx \right| \left| \int_{-W}^{+W} \sigma^{0'}(x_0 - x) f'(x) dx \right|, \quad (5.3)$$

где  $W$  и  $\sigma_g$  - параметры, требующие подбора для конкретной задачи. На рисунке 5.3b приводится функция  $S(x_0)$  для  $\theta = 14^\circ$  с  $W = 20$  ячеек и  $\sigma_g = 5$  ячеек.

Были получены локальные максимумы функции  $S(x_0)$ . На рисунке 5.4 зеленым

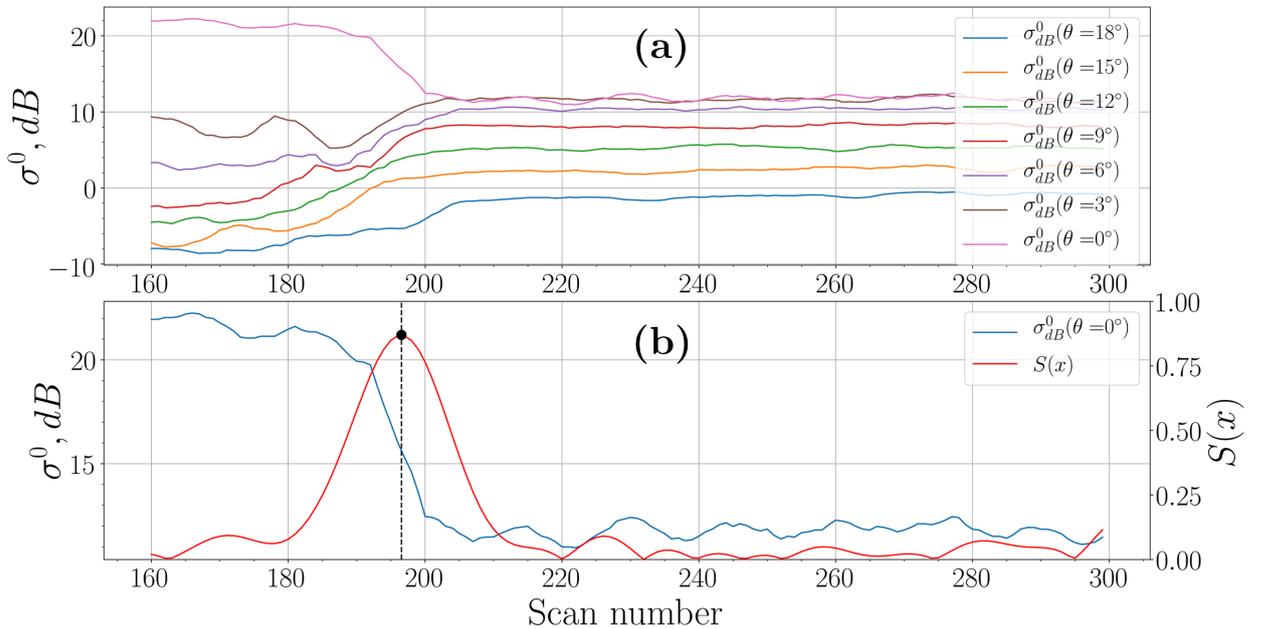


Рисунок 5.3 — УЭПР вдоль полосы обзора на границе вода-лед для нескольких углов падения (а), функция  $S(x_0)$ , рассчитанная по уравнению

$$(5.1) \text{ для угла падения } \theta = 14^\circ$$

цветом показано распределение радиояркой температуры на частоте 36.6 ГГц, горизонтальной поляризации, а черными точками положение границ, для

которых  $S_H = 0.7(S_{max} - S_{min})$  [112]. Видно, что положение границ ледяного покрова соответствует контрасту радиояркостной температуры на частоте 36.6 ГГц, горизонтальной поляризации. Измерения в этом канале радиометра чувствительны к наличию льда на морской поверхности.

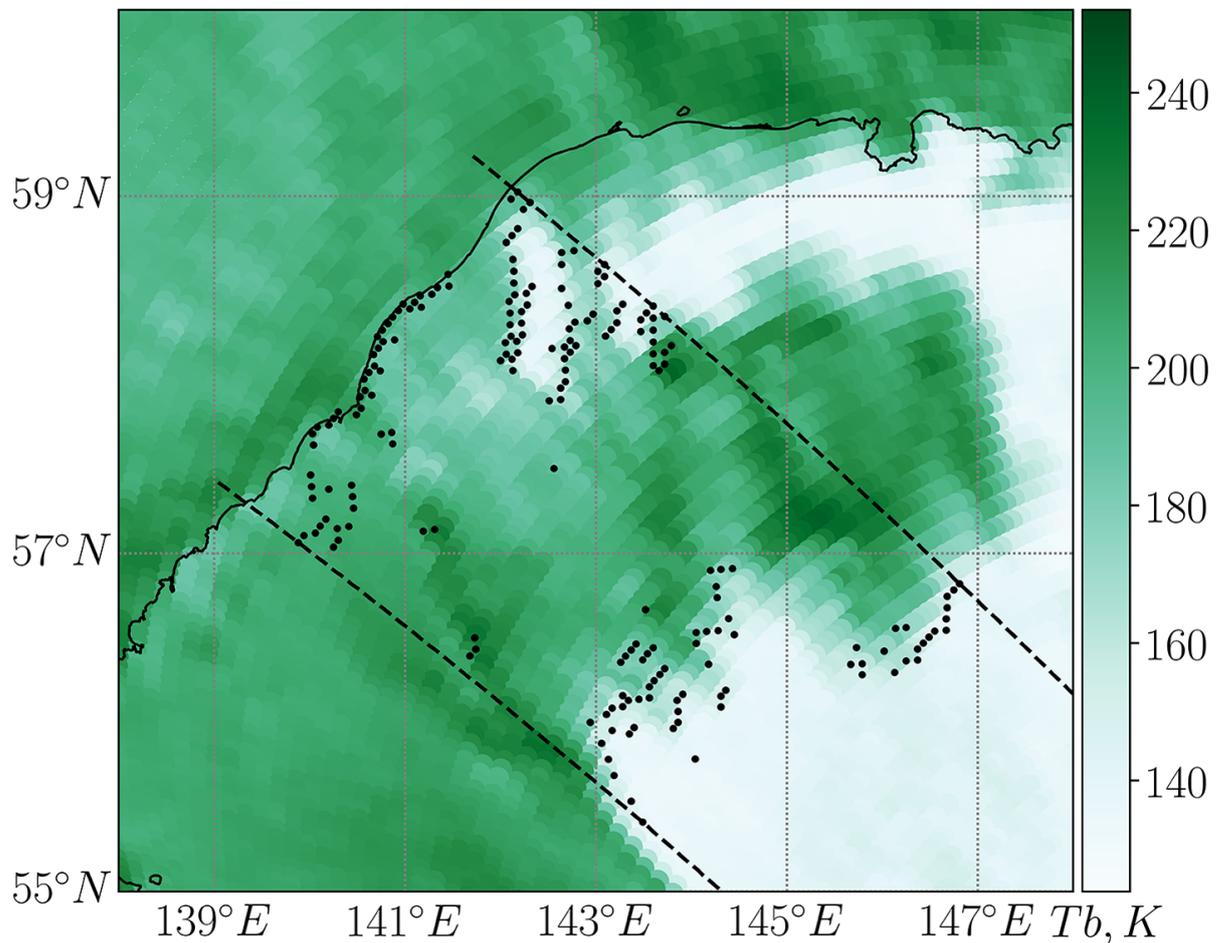


Рисунок 5.4 — Распределение радиояркостной температуры на частоте 36.6 ГГц, горизонтальной поляризации, а черными точками положение скачка УЭПР.

Таким образом, проведенный анализ показал, что в области малых углов падения положение границы ледяного покрова можно определить, используя измерения при одном угле падения. В этом случае граница определяется по координате вдоль направления движения радиолокатора.

В следующем разделе рассмотрим, какая информация может быть извлечена из угловой зависимости УЭПР. Это соответствует направлению, перпендикулярном направлению полета.

### 5.3 Угловая зависимость УЭПР от поверхности, покрытой льдом

На рисунке 5.5а представлено распределение УЭПР над Охотским морем 27 декабря 2016 года. Типичные зависимости УЭПР от угла падения для водной поверхности и для льда представлены на рисунке 5.5b. Визуально зависимости сильно отличаются: для взволнованной поверхности воды зависимость гладкая, а для поверхности льда имеет острый пик.

Вид угловой зависимости УЭПР для взволнованной водной поверхности определяется в рамках приближения геометрической оптики. В этом случае УЭПР пропорционален плотности вероятности уклонов поверхности, которая описывается нормальным распределением.

Обзоры моделей приведены, например, в работах [62; 63]. Для ледяного покрова УЭПР при углах падения, отличных от нулевого, описывается в рамках метода малых возмущений [58; 113]. При уменьшении соотношения  $\sigma_h/\lambda$  существенной становится когерентная компонента интенсивности поля (1.17) при нулевом угле падения, как показано в первой главе. Тогда УЭПР может принимать аномально высокие значения — около 40 дБ (рисунок 5.2).

Была поставлена задача найти критерий, который позволил бы для каждого скана по зависимости  $\sigma^0(\theta)$  от угла падения классифицировать тип подстилающей поверхности: вода или лед.

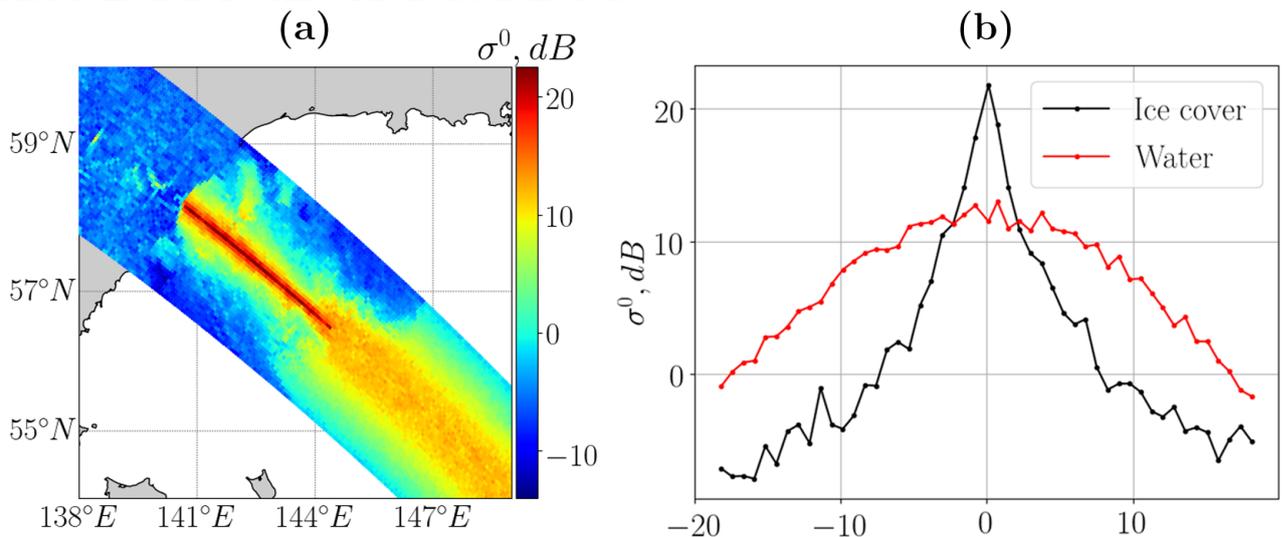


Рисунок 5.5 — Полоса обзора DPR, Ку-диапазон над Охотским морем, 27 декабря, 2016 (а), сечение полосы в областях воды и льда (b)

В рамках приближения геометрической оптики УЭПР пропорционален плотности распределения уклонов

$$\sigma^0 = A \cos^{-4}(\theta) \cdot w(\tan \theta) \quad (5.4)$$

Для взволнованной морской поверхности плотность распределения уклонов близка к нормальному распределению

$$w(\tan \theta) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y} \cdot \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{2\sigma_x^2}\right), \quad (5.5)$$

где  $\sigma_{x,y}^2$  — дисперсия уклонов вдоль  $X$  и поперек  $Y$  направления сканирования. Это приближение справедливо при  $0^\circ < \theta < 12^\circ - 15^\circ$ .

«Пиковатость» формы функции распределения по отношению к гауссу характеризуется коэффициентом эксцесса. Чем острее пик, тем больше коэффициент эксцесса. Коэффициент эксцесса для функции распределения  $w(x)$  вычисляется по формуле

$$\gamma_2 = \frac{\mu_4}{\mu_2^2} - 3, \quad (5.6)$$

где  $\mu_2$  и  $\mu_4$  — это центральные статистические моменты функции распределения

$$\mu_k = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \bar{x})^k w(x) dx, \quad (5.7)$$

а  $\bar{x}$  — математическое ожидание величины  $x$ :

$$\bar{x} = \int_{-\infty}^{\infty} x w(x) dx. \quad (5.8)$$

Из уравнения (5.4) функция распределения уклонов  $w(\tan \theta)$  определяется по УЭПР измеренному при угле падения  $\theta_i$

$$w(\tan \theta_i) = \frac{\sigma_i^0 \cos^4(\theta_i)}{A}. \quad (5.9)$$

Поскольку кумулятивная функция распределения  $F(X)$  при  $+\infty$  равна 1

$$F(+\infty) = \int_{-\infty}^{\infty} w(\tan \theta) d(\tan \theta) = 1. \quad (5.10)$$

При углах падения  $15^\circ$  значения  $w(\tan \theta)$  невелики и вкладом в интеграл участков для  $\theta > 15^\circ$  можно пренебречь. В дискретной форме 5.10 выглядит следующим образом

$$\int_{\tan(-15^\circ)}^{\tan(+15^\circ)} w(\tan \theta) d(\tan \theta) \approx \sum_{i=1}^N w(\tan \theta_i) \Delta(\tan \theta_i) = 1. \quad (5.11)$$

Рассмотрим часть скана  $-15^\circ \lesssim \theta \lesssim 15^\circ$ ,  $N = 41$ . Коэффициент  $A$  вычисляется следующим образом

$$A = \sum_{i=1}^N \sigma_i^0 \cos^4(\theta_i) \Delta(\tan \theta_i). \quad (5.12)$$

Для каждого  $i$   $\Delta(\tan \theta_i) = \Delta\theta_i \cos^{-2}(\theta_i)$  практически постоянно, поэтому согласно (5.9) и (5.12) уравнение для  $\mu_k$  в дискретной форме может быть записано в виде

$$\begin{aligned} \mu_k &= \sum_{i=1}^N (\tan \theta_i - \overline{\tan \theta_i})^k P(\tan \theta_i) \Delta(\tan \theta_i) = \\ &= \sum_{i=1}^N (\tan \theta_i - \overline{\tan \theta_i})^k \sigma_i^0 \cos^4(\theta_i) \left[ \sum_{i=1}^N \sigma_i^0 \cos^4(\theta_i) \right]^{-1}. \end{aligned} \quad (5.13)$$

Каждая половина полосы обзора  $\theta > 0^\circ$  и  $\theta < 0^\circ$  может быть рассмотрена в отдельности. Для вычисления коэффициента эксцесса рассматриваемая половина симметрично дополняется так, чтобы  $\sigma^0(\theta) = \sigma^0(-\theta)$ , и для каждой дополненной части выполняются операции (5.6)–(5.13). На рисунке 5.6 представлено распределение УЭПР в полосе обзора радиолокатора и распределение коэффициента эксцесса, рассчитанного для каждой дополненной половины скана в предположении, что угловая зависимость УЭПР описывается формулой (5.4). Видно, что для поверхности воды в данном случае  $\gamma_2 \approx 0$ , а для льда

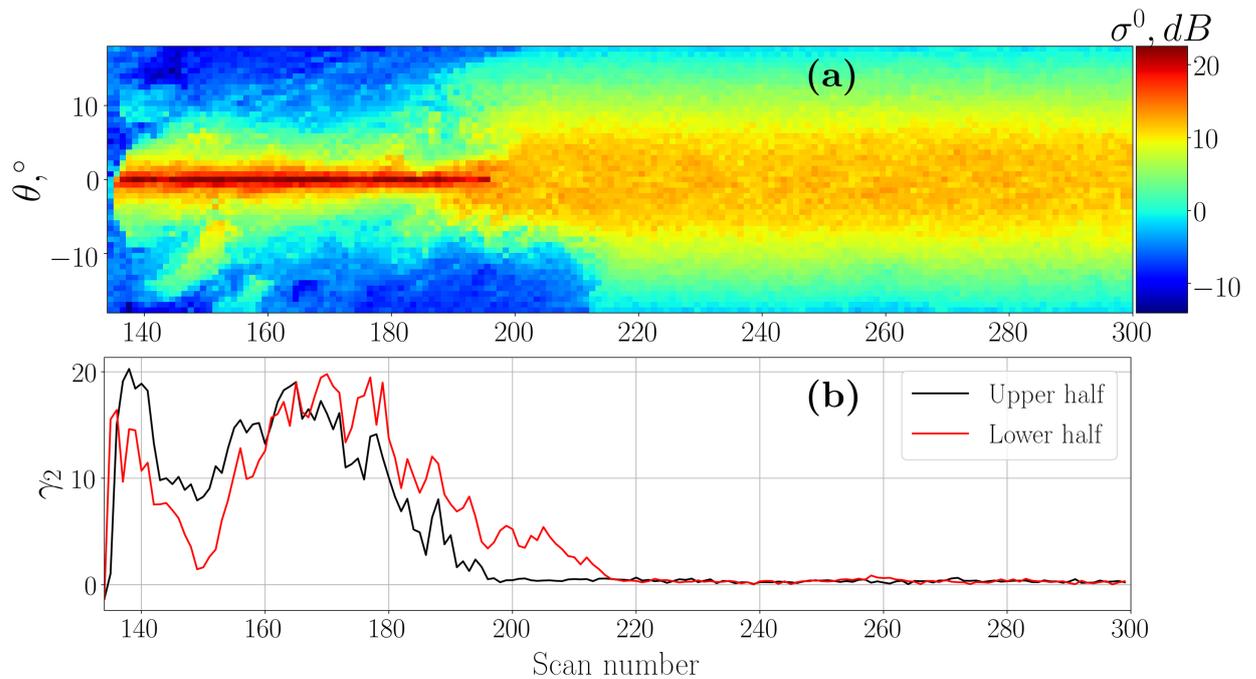


Рисунок 5.6 — Распределение УЭПР в полосе обзора DPR (а), коэффициент эксцесса, вычисленный для каждой дополненной половины скана (b).

достигает 20.

Когда коэффициент эксцесса рассчитан для обеих половин полосы, его значение присваивается элементам разрешения соответствующей половины.

На рисунке 5.7 представлено распределение коэффициента эксцесса в полосе обзора для трека над Охотским морем. Голубым цветом показано положение ледяного покрова по данным НИЦ «Планета». Для классификации типа подстилающей поверхности необходимо определить граничное значение коэффициента эксцесса.

#### 5.4 Критерий для классификации типа подстилающей поверхности.

Для поиска граничного значения  $\gamma_2$  (обозначим его  $\tilde{\gamma}_2$ ) использовались данные объединенного массива значений концентрации льда и коэффициента эксцесса в полосе обзора радиолокатора. Чтобы получить пороговое значение  $\tilde{\gamma}_2$  для классификации типа поверхности, выполнялось следующее.

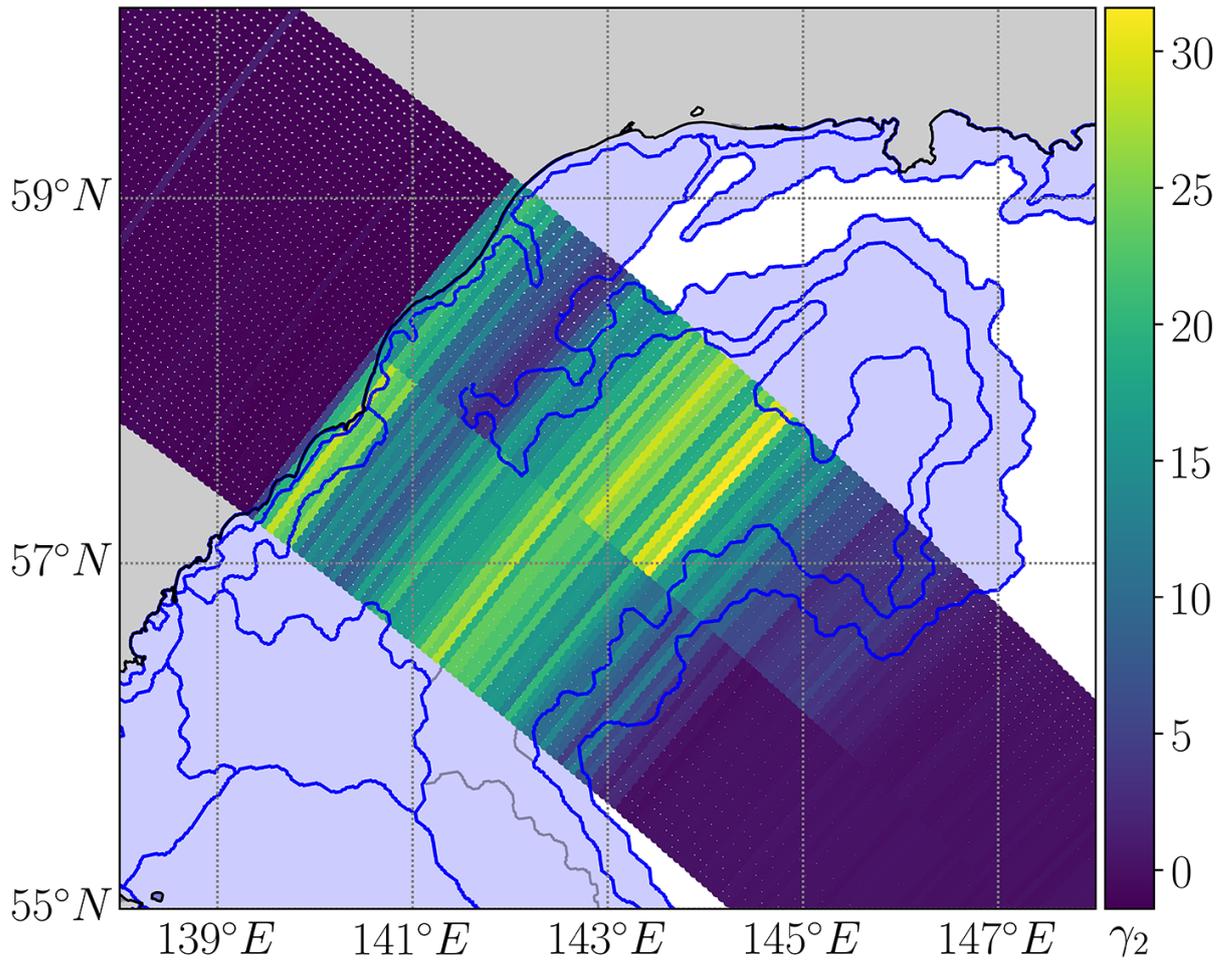


Рисунок 5.7 — Коэффициент эксцесса, вычисленный для каждой дополненной половины скана.

Элементы разрешения, где по данным GMI  $SIC < 0.1$ , были промаркированы как вода, а при  $SIC \geq 0.1$  как лед. По данным DPR элемент разрешения был промаркирован как вода при  $\gamma_2 < \tilde{\gamma}_2$  и как лед при  $\gamma_2 \geq \tilde{\gamma}_2$ .

Обозначим TP (true positive) количество элементов разрешения, для которых  $SIC \geq 0.1$  и  $\gamma_2 \geq \tilde{\gamma}_2$ ; FP (false positive) количество элементов разрешения, для которых  $SIC < 0.1$  и  $\gamma_2 \geq \tilde{\gamma}_2$ ; и FN (false negative) количество элементов разрешения,  $SIC \geq 0.1$  и  $\gamma_2 < \tilde{\gamma}_2$ .

Будем рассматривать данные только в полярных широтах, севернее и южнее  $55^\circ$ . Для оценки качества классификации вычисляют метрики *Precision* и *Recall* [114]. *Precision* определяется как отношение числа элементов, верно классифицированных как лед, к полному числу элементов, классифицированных как лед

$$Precision = \frac{TP}{TP + FP}. \quad (5.14)$$

*Recall* определяется как отношение числа элементов, верно классифицированных как лед, к полному числу элементов действительно соответствующих ледяной поверхности

$$Recall = \frac{TP}{TP + FN}. \quad (5.15)$$

Один из способов объединить *Precision* и *Recall* в агрегированный критерий качества — F-мера, равная их среднему гармоническому

$$F = 2 \frac{Precision \cdot Recall}{Precision + Recall}. \quad (5.16)$$

F-мера была рассчитана для  $\gamma_2$  от 0 до 10. Максимальное значение F-меры достигается при  $\tilde{\gamma}_2 = 1$ . Это значение  $\tilde{\gamma}_2$  и было выбрано в качестве порогового.

Применим данный критерий для построения карты ледяного покрова в Арктике за первую декаду января и в Антарктике за первую декаду июля. Для построения использовались данные из середины полосы радиолокатора Ку-диапазона, для углов падения не выше  $4.5^\circ$ . Сравним полученные карты с распределением сплоченности по данным Бременского университета за 10 января и 10 июля соответственно. На рисунке 5.8 приведено сравнение карт для арктического региона, а на рисунке 5.9 — для Антарктики. Видно хорошее соответствие карт льда по данным DPR и по данным университета Бремена для широт не более  $65^\circ$ , где проходят треки DPR.

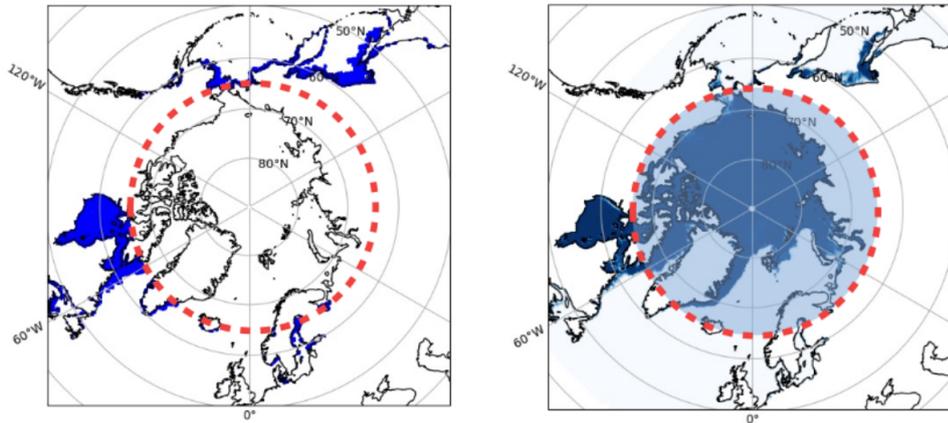


Рисунок 5.8 — Положение ледяного покрова по данным DPR (слева), по данным Бременского университета (справа) в Арктике.

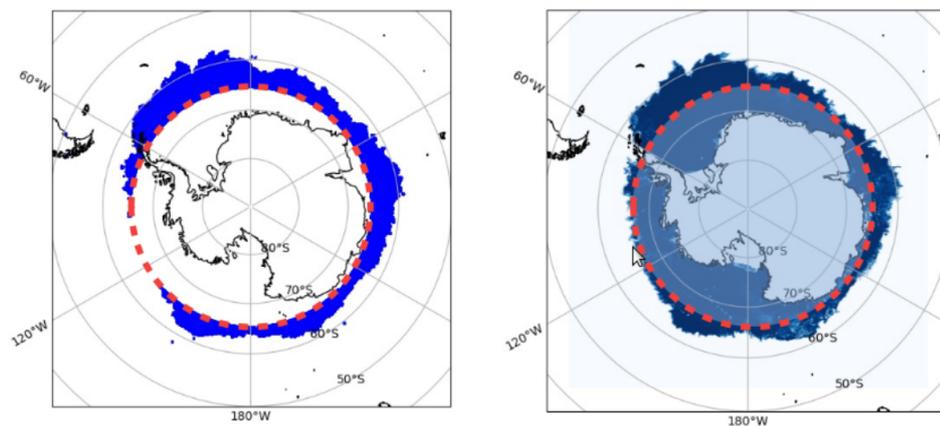


Рисунок 5.9 — Положение ледяного покрова по данным DPR (слева), по данным Бременского университета (справа) в Антарктике.

### 5.5 Заключение по пятой главе

Для определения границы ледяного покрова предлагается объединить два подхода, использующих разные физические принципы. Первый алгоритм использует измерение сечения обратного рассеяния для одного угла падения (вдоль траектории движения носителя). В этом случае наблюдается «скачок» сечения обратного рассеяния при переходе от одного типа рассеивающей поверхности к другому. Разработанный алгоритм позволяет оценить границу перехода с точностью до одного элемента разрешения.

Для классификации типа подстилающей поверхности в направлении перпендикулярном направлению движения используется зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения. Показано, что коэффициент эксцесса плотности вероятности уклонов подстилающей поверхности, вычисленный по данным сканирующего радиолокатора Ку-диапазона, характеризует статистику уклонов и является идентификатором типа подстилающей поверхности. Значения коэффициента эксцесса вблизи нуля соответствуют взволнованной водной поверхности, а большие значения коэффициента эксцесса соответствует плоской поверхности. По его величине предложен метод экспресс-оценки положения ледяного покрова по данным DPR. При этом не важна калибровка радиолокатора и удается избежать неопределенности, которая возникает при классификации типа поверхности по величине УЭПР. Положение ледяного покрова, полученное по измерениям DPR хорошо согласуется данными о сплоченности льда по из-

мерениям радиометров. Использование двух методов позволяет провести «картографирование» ледяного покрова.

## Приложение А

### Модель спектра волнения

Модель спектра волнения описана в работе [60].

$$S^M(\omega) = \alpha g^2 \exp \left\{ -1.25 \left( \frac{\omega_m}{\omega} \right)^4 \right\} \gamma^{\exp \left[ -\frac{(\omega - \omega_m)^2}{2\sigma_*^2 \omega_m^2} \right]}, \quad 0 < \omega < 1.2\omega_m, \quad (\text{A.1})$$

$$S^M(\omega) = \frac{\alpha_2}{\omega^4}, \quad 1.2\omega_m < \omega < a_m\omega_m, \quad (\text{A.2})$$

$$S^M(\omega) = \frac{\alpha_3}{\omega^4}, \quad a_m\omega_m < \omega < a_m\omega_1, \quad \omega_1 = 20 \text{ рад/с}, \quad (\text{A.3})$$

$$S^M(\omega) = \frac{\alpha_4}{\omega^{n(U_{10})}}, \quad \omega_1 < \omega < \omega_2, \quad \omega_2 = 80 \text{ рад/с}, \quad (\text{A.4})$$

$$S^M(\omega) = \frac{\alpha_5}{\omega^{n_1(U_{10})}}, \quad \omega_2 < \omega \leq \omega_3, \quad \omega_3 = 500 \text{ рад/с}, \quad (\text{A.5})$$

$$S^M(\omega) = \frac{\alpha_6}{\omega^5}, \quad \omega > \omega_3, \quad (\text{A.6})$$

где  $U_{10}$  – скорость ветра на высоте 10 метров,  $\omega_m$  соответствует частоте максимума в спектре волнения. Параметры  $\alpha$ ,  $\gamma$  и  $\omega_m$  зависят от безразмерного ветрового разгона  $\tilde{x}$  следующим образом

$$\omega_m = 0.61826 + 0.00003529\tilde{x} - 0.00197508\sqrt{\tilde{x}} + \frac{62.554}{\sqrt{\tilde{x}}} - \frac{290.2}{\tilde{x}}, \quad (\text{A.7})$$

$$\gamma = 5.25366 + 0.00107622\tilde{x} - 0.03776776\sqrt{\tilde{x}} - \frac{162.9835}{\sqrt{\tilde{x}}} + \frac{253251.5}{\tilde{x}^{1.5}}, \quad (\text{A.8})$$

$$\alpha = 0.0311937 - 0.002327736 \ln(\tilde{x}) - \frac{8367.9}{\tilde{x}^2} + 4.51146 \exp(1420 - \tilde{x}), \quad (\text{A.9})$$

Коэффициенты  $\alpha_i$  определяются следующим образом:

$$\alpha_2 = S^M (1.2\omega_m)(1.2\omega_m)^4, \quad (\text{A.10})$$

$$\alpha_3 = \alpha_2 a_m \omega_m, \quad (\text{A.11})$$

$$\alpha_4 = \alpha_3 \omega_{gc}^{n(U_{10})-5}, \quad (\text{A.12})$$

$$\alpha_5 = \alpha_4 \omega_{gc}^{n_1(U_{10})-n(U_{10})}, \quad (\text{A.13})$$

$$\alpha_6 = \alpha_5 \omega_c^{5-n_1(U_{10})}, \quad (\text{A.14})$$

а параметры  $a_m$ ,  $n$ ,  $n_1$  задаются выражениями

$$a_m = 0.8 \ln(U_{10}) + 1, \quad (\text{A.15})$$

$$n(U_{10}) = 7.647U_{10}^{-0.237}, \quad (\text{A.16})$$

$$n_1(U_{10}) = 0.0007U_{10}^2 - 0.0348U_{10} + 3.271. \quad (\text{A.17})$$

Граничные волновые числа, отделяющие крупномасштабную часть спектра от мелкомасштабной в рамках для двухмасштабной модели поверхности зависят от состояния волнения. Для Ку-диапазона граничное волновое число зависит от положения максимума спектра следующим образом:

$$\kappa_b = 68.126886 + 72.806451\kappa_m + 12.93215\kappa_m^2 \ln(\kappa_m) - \quad (\text{A.18})$$

$$-0.39611989 \frac{\ln(\kappa_m)}{\kappa_m} - \frac{0.42195392}{\kappa_m}. \quad (\text{A.19})$$

Для Ка-диапазона зависимость имеет вид

$$\kappa_b = 24833\kappa_m^2 - 2624.9\kappa_m + 570.9. \quad (\text{A.20})$$

## Приложение Б

### Характеристики радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM

Спутник миссии TRMM был запущен в 1997 году и проработал до июля 2014 года. Спутник являлся совместным проектом Японского и Американского космических агентств. Одной из его задач было измерение интенсивности осадков в тропической зоне, поэтому наклонение орбиты спутника составляло  $35^\circ$ . На спутнике был установлен дождевой радиолокатор Ku-диапазона, цель которого — дополнить данные об осадках с микроволнового радиометра информацией о высотном профиле дождя. По данным дождевого радиолокатора восстанавливается объемное рассеяние атмосферы в «столбе» диаметром около 5 км с высоты 10 км до поверхности Земли с разрешением по высоте 250 м. Благодаря такому стробированию по дальности измеряется высотный профиль осадков. Последний строб по дальности соответствует рассеянию радиолокационного сигнала от суши или от морской поверхности.

Высота орбиты спутника TRMM была около 400 км и радиолокатор сканировал в направлении, перпендикулярном направлению полёта. Угол зондирования меняется в пределах  $\pm 17^\circ$ , поэтому ширина полосы обзора составляет около 247 км. При этом происходит сплошная «засветка» полосы обзора. Размер «пятна» на поверхности моря составляет около 4.3 км при вертикальном зондировании, а смещение радиолокатора за время скана — около 4 км. В одном скане содержится 49 «пятен» засветки (диаграмм направленности). Измерения выполняются на двух близких частотах 13.796 ГГц и 13.802 ГГц, что соответствует длине волны 2.2 см. При сканировании для каждого угла падения излучается по 32 импульса на каждой частоте и частота повторения импульсов составляет 2776 Гц при длительности импульса 1.6 мкс. Затем 64 независимых импульса усредняются с целью минимизировать отношение сигнал/шум. Время для одного скана поперёк направления полёта составляет 0.6 с.

На смену спутнику миссии TRMM в феврале 2014 года был выведен на орбиту спутник миссии GPM. Наклонение орбиты увеличилось до  $65^\circ$  и, таким образом, стал возможным мониторинг осадков в средних широтах. На спутнике был установлен двухчастотный радиолокатор, выполняющий измерения в

Ku- и Ka-диапазонах. Использование Ka-диапазона обусловлено следующими соображениями. Во-первых, эффекты, проявляющиеся при нерелеевском рассеянии СВЧ-волн более высокой частоты, позволяют точнее определить распределение капель по размеру и, тем самым, уточнить объем осадков. Во-вторых, становится возможным детектировать осадки в виде снега в средних широтах, и, в-третьих, появляется возможность определить в облаке границы различных фаз (по высоте), в которых пребывает вода.

Принцип работы радиолокаторов аналогичен тому, что был на спутнике миссии TRMM, однако частота повторения импульсов является настраиваемым параметром и меняется в зависимости от высоты над уровнем моря, а также угла падения в пределах от 4100 до 4500 Гц. Канал радиолокатора Ku-диапазона работает на частотах 13.597 и 13.603 ГГц (длина волны 2.2 см), а радиолокатор Ka-диапазона на частотах 35.547 и 35.553 ГГц (длина волны 0.84 см).

Высота орбиты спутника GPM равна примерно 400 км. Оба канала радиолокатора (Ku- и Ka-диапазоны) сканируют синхронно в направлении, перпендикулярном направлению полёта. Угол зондирования в Ku-диапазоне меняется в пределах  $\pm 17^\circ$  и ширина полосы обзора составляет около 245 км. На ней укладывается 49 элементов разрешения. Режим работы радиолокатора в Ku-диапазоне называют Nominal Swath (NS). Для канала Ka-диапазона угол зондирования меняется в интервале  $\pm 8.5^\circ$ . В этом канале радиолокатор работает в двух режимах. В первом случае 25 элементов разрешения совпадают с элементами разрешения Ku-диапазона, режим называется Matched Swath (MS). Ширина полосы обзора в этом случае 125 км. Для Ku-диапазона и для первого режима Ka-диапазона длительность импульса составляет 1.6 мкс. Во втором режиме для Ka-диапазона длительность импульса в два раза больше — 3.2 мкс, а 24 элемента разрешения находятся в промежутках между элементами разрешения MS-режима. Ширина полосы обзора составляет в этом случае 120 км. Этот режим называется High-Sensitivity (HS) и предназначен для детектирования слабых осадков. В ходе анализа использовались данные NS и MS-режимов.

Данные радиолокаторов содержат информацию о зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, а также о наличии и интенсивности осадков и доступны на сайтах NASA и JAXA. Стоит отметить, что это данные, прошедшие предварительную обработку. В частности, вычислены локальные углы падения с учетом формы Земли. Максимальный локальный угол падения для

радиолокатора Ku-диапазона в этом случае составляет  $18.1^\circ$ , а для Ka-диапазона —  $9.5^\circ$ .

Данные хранятся в формате HDF5 и содержат информацию о типе подстилающей поверхности и интенсивности осадков.

## Заключение

Основные результаты работы заключаются в следующем. В работе исследованы возможности применения данных радиолокаторов на спутниках TRMM и GPM для получения информации о состоянии поверхности океана, положения ледяного покрова и определения скорости приводного ветра.

- 1) Разработан и реализован в программном коде алгоритм для обработки данных в широкой полосе обзора радиолокаторов. Проведена обработка данных радиолокаторов Ka- и Ku-диапазонов на спутнике GPM за период с 2015 по 2019 годы при помощи оригинального программного обеспечения. За эти годы получены измерения полной дисперсии уклонов и УЭПР при нулевом угле падения.
- 3) Получена зависимость радиолокационного контраста (слик/чистая поверхность) от угла падения. Получена зависимость полной дисперсии уклонов крупномасштабного волнения в Ku-диапазоне от скорости ветра в слике и выполнено сравнение с данными оптических измерений для скоростей ветра в диапазоне от 2 до 10 м/с. Обработка радиолокационных данных показала, что полная дисперсия уклонов крупномасштабного волнения является информативным параметром при исследовании морского волнения, в частности, в районе нефтяного загрязнения.
- 4) Разработан алгоритм определения скорости приводного ветра по данным радиолокатора и морских буев. Преимущество обсуждаемого алгоритма состоит в том, что скорость ветра определяется в полосе обзора с высоким пространственным разрешением, при этом данные могут быть получены в прибрежной зоне на расстоянии 5–10 км от берега, а области осадков известные по данным того же прибора, исключаются из рассмотрения. Пересчет УЭПР в полосе обзора к УЭПР при нулевом угле падения позволяет определять скорости ветра с хорошей точностью при углах падения  $8^{\circ}$ – $10^{\circ}$ , где стандартные подходы, основанные на ГМФ не работают.
- 5) Показано, что коэффициент эксцесса плотности вероятности уклонов подстилающей является идентификатором типа подстилающей поверхности: вода или лед. Показано, что граница ледяного покрова вдоль

направления полета может быть определена по положению «скачка» УЭПР. Таким образом, разработан метод экспресс-оценки положения ледяного покрова.

## Список литературы

1. *Hersbach H., Stoffelen A., Haan S.* CMOD5: An improved geophysical model function for ERS C-band scatterometry // ECMWF. — 2003. — янв.
2. The CMOD7 Geophysical Model Function for ASCAT and ERS Wind Retrievals / A. Stoffelen [и др.] // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2017. — т. 10, № 5. — с. 2123—2134.
3. Ocean Vector Winds Retrieval From C-Band Fully Polarimetric SAR Measurements / B. Zhang [и др.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2012. — т. 50, № 11. — с. 4252—4261.
4. A simulator of Synthetic Aperture Radar (SAR) image spectra: the applications on oceanswell waves / F. M. Santos [и др.] // International Journal of Remote Sensing. — 2021. — т. 42, № 8. — с. 2981—3001.
5. *Лебедев С. А.* Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2013. — т. 10, № 3. — с. 33—49.
6. *Passaro M., Fenoglio-Marc L., Cipollini P.* Validation of Significant Wave Height From Improved Satellite Altimetry in the German Bight // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2015. — т. 53, № 4. — с. 2146—2156.
7. Measuring ocean wave period with satellite altimeters: A simple empirical model / C. P. Gommenginger [и др.] // Geophysical Research Letters. — 2003. — т. 30, № 22.
8. *Badulin S. I.* A physical model of sea wave period from altimeter data // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2014. — т. 119, № 2. — с. 856—869.
9. Wave steepness from satellite altimetry for wave dynamics and climate studies / S. Badulin [и др.] // Russ. J. Earth. Sci. — 2018. — т. 18. — ES5005.
10. *Abdalla S.* Ku-Band Radar Altimeter Surface Wind Speed Algorithm // Marine Geodesy. — 2012. — т. 35, sup1. — с. 276—298.

11. A Two-Parameter Wind Speed Algorithm for Ku-Band Altimeters / J. Gourrion [и др.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. — Boston MA, USA, 2002. — т. 19, № 12. — с. 2030—2048.
12. On the problem of the near ocean surface wind speed retrieval by radar altimeter: A two-parameter algorithm / V. Y. Karaev [и др.] // International Journal of Remote Sensing. — 2002. — т. 23, № 16. — с. 3263—3283.
13. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package / C. Kummerow [и др.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. — Boston MA, USA, 1998. — т. 15, № 3. — с. 809—817.
14. *Gao J., Tang G., Hong Y.* Similarities and Improvements of GPM Dual-Frequency Precipitation Radar (DPR) upon TRMM Precipitation Radar (PR) in Global Precipitation Rate Estimation, Type Classification and Vertical Profiling // Remote Sensing. — 2017. — т. 9, № 11.
15. *Freilich M., Vanhoff B.* The relationship between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements // Journal of atmospheric and oceanic technology. — 2003. — т. 20. — с. 549—562.
16. *Chu X., He Y., Karaev V. Y.* Relationships between Ku-band radar backscatter and integrated wind and wave parameters at low incidence angles // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. — 2012. — т. 5. — с. 4599—4609.
17. *Ermakov S., Panchenko A., Salashin S.* Film slicks on the sea surface and some mechanisms of their formation // Dynamics of Atmosphere and Oceans. — 1992. — т. 16. — с. 279—304.
18. *Jenkins A., Jakobs S.* Wave damping by a thin layer of viscous fluid // Physics of Fluids. — 1997. — т. 9, № 5. — с. 1256—1264.
19. Asymptotic Modeling of Three-Dimensional Radar Backscattering from Oil Slicks on Sea Surfaces / N. Pinel [и др.] // Remote Sensing. — 2022. — т. 14, № 4.
20. Damping of surface waves due to crude oil/oil emulsion films on water / S. I [и др.] // Marine pollution bulletin. — 2019. — т. 146, № 1. — с. 206—214.

21. Mapping sea surface oil slicks using RADARSAT-2 quad-polarization SAR image / B. Zhang [и др.] // Geophysical research letters. — 2011. — т. 120. — с. 6164—6184.
22. *Johnson J., Croswell W.* Characteristics of 13.9 GHz radar scattering from oil films on the sea surface // Radio science. — 1982. — т. 11. — с. 611—617.
23. Ocean Surface Wind Speed Dependence and Retrieval From Off-Nadir CFOSAT SWIM Data / L. Ren [и др.] // Earth and Space Science. — 2021. — т. 8, № 6. — e2020EA001505.
24. *Hossan A., Jones W. L.* Ku- and Ka-Band Ocean Surface Radar Backscatter Model Functions at Low-Incidence Angles Using Full-Swath GPM DPR Data // Remote Sensing. — 2021. — т. 13, № 8.
25. Sea-ice detection from near-nadir Ku-band echoes from CFOSAT/SWIM scatterometer / C. Peureux [и др.] // Earth and Space Science. — 2022. — т. n/a, n/a. — e2021EA002046.
26. *Panfilova M. A., Karaev V. Y., Guo J.* Oil Slick Observation at Low Incidence Angles in Ku-Band // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2018. — т. 123, № 3. — с. 1924—1936.
27. Advanced View at the Ocean Surface / M. Panfilova [и др.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2020. — т. 125, № 11. — e2020JC016531.
28. *Panfilova M., Karaev V.* Wind Speed Retrieval Algorithm Using Ku-Band Radar Onboard GPM Satellite // Remote Sensing. — 2021. — т. 13, № 22.
29. Методика сравнения данных расчёта волновой модели WAVEWATCH III с данными радиолокатора Ка-диапазона / М. Панфилова [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2020. — т. 17, № 7. — с. 9—18.
30. *Панфилова М., Караев В.* Использование данных орбитального дождевого радиолокатора Ку-диапазона для исследования изменения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в слике // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2017. — т. 14, № 5. — с. 187—194.

31. Особенности радиолокационного зондирования ледяного покрова при малых углах падения на примере Охотского моря / В. Караев [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2020. — т. 17, № 7. — с. 187—202.
32. *Панфилова М., Караев В., Митник Л.* Определение скорости ветра по данным двухчастотного радиолокатора на спутнике GPM // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых. Москва. — 2021. — с. 160—161.
33. *Панфилова М., Караев В.* Годовая изменчивость дисперсии уклонов Каспийского моря по данным двухчастотного радиолокатора на спутнике GPM // Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Институт космических исследований Российской академии наук. Москва. — 2021. — с. 268.
34. *Панфилова М., Караев В., Митник Л.* Определения скорости ветра в циклонах по данным радиолокатора DPR и радиометра GMI на спутнике GPM // Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Институт космических исследований Российской академии наук. Москва. — 2021. — с. 269.
35. *Панфилова М., Шиков А., В.Ю. К.* Измерение дисперсии уклонов морского волнения в СВЧ-диапазоне при малых углах падения // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых. — 2020. — с. 150—151.
36. *Панфилова М., Шиков А., Караев В.* Определение дисперсии уклонов морской поверхности и детектирование ледяного покрова по данным дождевого радиолокатора // Нелинейные волны - 2020. Тезисы докладов XIX научной школы. — 2020. — с. 185—186.
37. Определение дисперсии уклонов морской поверхности и детектирование ледяного покрова по данным дождевого радиолокатора / М. Панфилова [и др.] // Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса».

- Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва. — 2020. — с. 236.
38. Определение дисперсии уклонов морской поверхности, скорости приводного ветра и характеристик атмосферы в тайфуне Hagibis по данным микроволновых радиометрических и радиолокационных измерений из космоса / М. Панфилова [и др.] // Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва. — 2020. — с. 237.
39. *Панфилова М., Шиков А., Караев В.* Детектирование ледяного покрова на поверхности моря по радиолокационным измерениям в Ku-диапазоне при малых углах падения // Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики. Тезисы докладов международной научной конференции. — 2020. — с. 273—276.
40. *Панфилова М.* Особенности УЭПР при малых углах падения для развивающегося волнения // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. — 2019. — с. 142.
41. *Панфилова М.* Алгоритм картографирования ледяного покрова по данным двухчастотного дождевого радиолокатора и радиометра на примере охотского моря // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. — 2019. — с. 191—192.
42. *Панфилова М., Караев В., Шиков А.* Глобальная карта дисперсии уклонов морской поверхности по данным двухчастотного дождевого радиолокатора // Материалы 17-й Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Институт космических исследований Российской академии наук. — 2019. — с. 317.
43. *Шиков А., Панфилова М., Караев В.* Использование данных двухчастотного радиолокатора и радиометра на спутнике GPM для детектирования ледяного покрова на поверхности моря // Материалы 17-й Всероссийской

- открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Институт космических исследований Российской академии наук. — 2019. — с. 352.
44. Study of waves at different fetches using WAVEWATCH III modeling and precipitation radar data / A. Kuznetsova [et al.] // OCEANS 2019 - Marseille, OCEANS Marseille 2019. — 2019. — P. 8867107.
45. Картографирование ледяного покрова по данным двухчастотного дождевого радиолокатора на примере Охотского моря / М. Панфилова [и др.] // Сборник тезисов докладов шестнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Институт космических исследований Российской академии наук. — 2018. — с. 309.
46. *Панфилова М., Караев В.* Измерение дисперсии наклонов крупномасштабного волнения и мониторинг нефтяных загрязнений по данным дождевого радиолокатора // Комплексные исследования Мирового океана. материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. — 2017. — с. 215—217.
47. *Панфилова М., Караев В.* Использование данных орбитального дождевого радиолокатора Ku-диапазона для исследования изменения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в слике // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2017. — с. 187—194.
48. Methods of Comparing the Wave Model Simulation Data with the KA-BAND Radar Data / M. Panfilova [и др.] // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — 2021. — с. 7537—7540. — DOI: [10.1109/IGARSS47720.2021.9555041](https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9555041).
49. Retrieval of Mean Square Slopes of Sea Waves, Surface Wind Speed, Total Water Vapor Content and Total Cloud Liquid Water Content in Hagibis Typhoon Area from Satellite Active and Passive Microwave Data / L. Mitnik [и др.] // IGARSS 2020 - 2020 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — 2020. — с. 5709—5712. — DOI: [10.1109/IGARSS39084.2020.9323914](https://doi.org/10.1109/IGARSS39084.2020.9323914).

50. *Panfilova M., Shikov A., Karaev V.* Sea ice detection using Ku-band radar onboard GPM satellite // 2020 XXXIIIrd General Assembly and Scientific Symposium of the International Union of Radio Science. — 2020. — с. 1–3. — DOI: [10.23919/URSIGASS49373.2020.9232361](https://doi.org/10.23919/URSIGASS49373.2020.9232361).
51. *Panfilova M. A., Karaev V. Y., Mitnik L. M.* KA-band Radar Onboard GPM Satellite Surface Wind Speed Algorithm // 2021 Photonics Electromagnetics Research Symposium (PIERS). — 2021. — с. 2273–2278.
52. *Satellite Study of Atmospheric Cyclones and Rivers Around Antarctica / L. Mitnik [и др.]* // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — 2021. — с. 7071–7074.
53. *Cox C., Munk W.* Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter // Journal of the Optical Society of America. — 1954. — т. 44. — с. 838–850.
54. *Canny J.* A Computational Approach to Edge Detection // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. — 1986. — т. PAMI–8, № 6. — с. 679–698.
55. *Elfouhaily T., Guerin C.* A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces // Waves in random media. — 2004. — т. 14. — R1–R40.
56. *Stratton J., L.J. C.* Diffraction theory of electromagnetic waves // Physical review. — 1939. — т. 56. — с. 99–107.
57. *Kanevsky M.* Radar imaging of the ocean waves. — Elsevier, 2009.
58. *Ф.Г.Басс, И.М.Фукс.* Рассеяние волн на статистически шероховатой поверхности. — Москва : М.: Наука, 1972.
59. *Chu X., He Y., Chen G.* Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. — 2012. — т. 5. — с. 4599–4609.
60. *A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface / M. Ryabkova [и др.]* // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — т. 124, № 10. — с. 7104–7134.

61. *Tran N., Chapron B.* Combined Wind Vector and Sea State Impact on Ocean Nadir-Viewing Ku- and C-Band Radar Cross-Sections // *Sensors*. — 2006. — т. 6, № 3. — с. 193—207.
62. *Carsey F. D.* Microwave remote sensing of sea ice. — Washington : American geophysical union, 1992. — с. 137—175.
63. Remote Sensing of Sea Ice at Small Incidence Angles: Verification of Theoretical Models / V. Karaev [и др.] // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — 2021. — с. 5629—5632.
64. *Зубкович С.* Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности. — Москва : Советское радио, 1968. — 224 с.
65. *Jones W., Schroeder L., Mitchell J.* Aircraft measurements of the microwave scattering signature of the ocean // *IEEE Journal of Oceanic Engineering*. — 1977. — т. 2, № 1. — с. 52—61.
66. *Guinard N. W., Ransone Jr. J. T., Daley J. C.* Variation of the NRCS of the sea with increasing roughness // *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*. — 1971. — т. 76, № 6. — с. 1525—1538.
67. *Valenzuela G. R.* Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — A review // *Boundary-Layer Meteorology*. — 1978. — т. 13. — с. 61—85.
68. *Гарнакерьян А., Сосунув А.* Радиолокация морской поверхности. — Ростов-на-Дону : Издательство Ростовского университета, 1978.
69. The SeaSat-A satellite scatterometer / W. Grantham [и др.] // *IEEE Journal of Oceanic Engineering*. — 1977. — т. 2, № 2. — с. 200—206.
70. The relationship between wind vector and normalized radar cross section used to derive SEASAT-A satellite scatterometer winds / L. C. Schroeder [и др.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1982. — т. 87, № C5. — с. 3318—3336.
71. Measurement of microwave backscattering signatures of the ocean surface using X-band and Ka-band airborne scatterometers / H. Masuko [и др.] // *Journal of geophysical research*. — 1986. — т. 91. — с. 13065—13083.

72. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package / C. Kummerow [и др.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. — Boston MA, USA, 1998. — т. 15, № 3. — с. 809—817.
73. Application of Satellite-Derived Surface Soil Moisture Data to Simulating Seasonal Precipitation by a Simple Soil Moisture Transfer Method / Y. Hirabayashi [и др.] // Journal of Hydrometeorology. — Boston MA, USA, 2003. — т. 4, № 5. — с. 929—943.
74. Multiangle Backscattering Observations of Continental Surfaces in Ku-Band (13 GHz) From Satellites: Understanding the Signals, Particularly in Arid Regions / C. Prigent [и др.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2015. — т. 53, № 3. — с. 1364—1373.
75. Развитие гидрологической обстановки на реках по данным двухчастотного дождевого радиолокатора: первые результаты / В. Караев [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2017. — т. 14, № 1. — с. 185—199.
76. A surface wind model-based method to estimate path-induced radar path attenuation over ocean / L. Li [и др.] // Journal of atmospheric and oceanic technology. — 2002. — т. 19. — с. 658—672.
77. Connor L., Chang P. Ocean surface wind retrievals using the TRMM microwave imager // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2000. — т. 38, № 4. — с. 2009—2016.
78. Tanelli S., Durden S. L., Im E. Simultaneous measurements of Ku- and Ka-band sea surface cross sections by an airborne radar // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2006. — т. 3. — с. 359—363.
79. Analysis of dual-frequency ocean backscatter measurements at Ku- and Ka-bands using near-nadir incidence GPM radar data / F. Nouguier [и др.] // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2016. — т. 13. — с. 1310—1314.
80. Sea surface reflectivity variation with ocean temperature at Ka-band observed using near-nadir satellite radar data / D. Vandemark [и др.] // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2016. — т. 13. — с. 510—514.

81. Analysis of Ku- and Ka-Band Sea Surface Backscattering Characteristics at Low-Incidence Angles Based on the GPM Dual-Frequency Precipitation Radar Measurements / Q. Yan [и др.] // *Remote Sensing*. — 2019. — т. 11, № 7.
82. Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне / В. Караев [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. — 2012. — № 4. — с. 62–77.
83. *Huber P., Ronchetti E. Robust Statistics* // *Robust Statistics*. т. 78. — 01.2009. — xvi+354 pp. + loose erratum. — ISBN 978-0-470-12990-6.
84. A median-filter-based ambiguity removal algorithm for NSCAT / S. Shaffer [и др.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. — 1991. — т. 29. — с. 167–174.
85. Adjusting of Wind Input Source Term in WAVEWATCH III Model for the Middle-Sized Water Body on the Basis of the Field Experiment / A. Kuznetsova [и др.] // *Advances in Meteorology*. — 2016. — т. 2016. — с. 8539127.
86. Observation-Based Source Terms in the Third-Generation Wave Model WAVEWATCH III: Updates and Verification / Q. Liu [и др.] // *Journal of Physical Oceanography*. — Boston MA, USA, 2019. — т. 49, № 2. — с. 489–517.
87. Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation / F. Ardhuin [и др.] // *Journal of Physical Oceanography*. — Boston MA, USA, 2010. — т. 40, № 9. — с. 1917–1941.
88. *Long C. E., Resio D. T.* Wind wave spectral observations in Currituck Sound, North Carolina // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2007. — т. 112, № C5.
89. Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography / M. V. Yurovskaya [и др.] // *Journal of Geophysical Research*. — 2013. — т. 118. — с. 193–15.

90. Quasi-Gaussian probability density function of sea wave slopes from near nadir Ku-band radar observations / P. Chen [и др.] // *Remote Sensing of Environment*. — 2018. — т. 217. — с. 86—100.
91. *Лаврова О. Ю., Костяной А. Г.* Катастрофический разлив нефти в Мексиканском заливе в апреле-мае 2010 г. // *Исследование Земли из космоса*. — 2010. — т. 6. — с. 67—72.
92. On dual co-polarized SAR measurements of the ocean surface / V. Kudryavtsev [и др.] // *IEEE Geoscience and remote sensing letters*. — 2013. — т. 10. — с. 761—765.
93. *A.A. Garnakeryan, Sosunov A.* Radiolocation of the sea surface. — Rostov : Rostov University, 1978.
94. Evaluation of CFOSAT Scatterometer Wind Data in Global Oceans / H. Ye [и др.] // *Remote Sensing*. — 2021. — май. — т. 13. — с. 1926.
95. Remotely Sensed Winds and Wind Stresses for Marine Forecasting and Ocean Modeling / M. A. Bourassa [и др.] // *Frontiers in Marine Science*. — 2019. — т. 6. — с. 443.
96. *Witter D. L., Chelton D.* A geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development // *Journal of Geophysical Research*. — 1991. — т. 96. — с. 8853—8860.
97. *Liang G., Yang J., Wang J.* Accuracy Evaluation of CFOSAT SWIM L2 Products Based on NDBC Buoy and Jason-3 Altimeter Data // *Remote Sensing*. — 2021. — т. 13, № 5.
98. *Л.М. М., М.Л. М.* Алгоритм восстановления скорости приводного ветра по измерениям микроволнового радиометра AMSR-E со спутника Aqua // *Исследование Земли из космоса*. — 2011. — № 6. — с. 34—44.
99. *Meissner T., Wentz F.* The Emissivity of the Ocean Surface Between 6 and 90 GHz Over a Large Range of Wind Speeds and Earth Incidence Angles // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. — 2012. — т. 50. — с. 3004—3026.
100. Retrieving ocean surface wind speed from the TRMM Precipitation Radar measurements / L. Li [и др.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. — 2004. — т. 42, № 6. — с. 1271—1282.

101. Wind speed retrieval from Ku-band Tropical Rainfall Mapping Mission precipitation radar data at low incidence angles / L. Ren [и др.] // *Journal of Applied Remote Sensing*. — 2016. — т. 10, № 1. — с. 1—14.
102. Sea Surface Wind Speed Inversion Using the Low Incident NRCS Measured by TRMM Precipitation Radar / Q. Bao [и др.] // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. — 2016. — т. 9, № 11. — с. 5262—5271.
103. *Ribal A., Young I. R.* 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations // *Scientific Data*. — 2019. — т. 6, № 77.
104. Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review / V. V. Tikhonov [и др.] // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2016. — дек. — т. 52, № 9. — с. 1012—1030.
105. Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms / N. Ivanova [и др.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. — 2014. — нояб. — т. 52, № 11. — с. 7233—7246.
106. *Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I.* Satellite SAR Data-based Sea Ice Classification: An Overview // *Geosciences*. — 2019. — т. 9, № 4.
107. X-, C-, and L-band SAR signatures of newly formed sea ice in Arctic leads during winter and spring / A. M. Johansson [и др.] // *Remote Sensing of Environment*. — 2018. — т. 204. — с. 162—180.
108. *Tilling R. L., Ridout A., Shepherd A.* Estimating Arctic sea ice thickness and volume using CryoSat-2 radar altimeter data // *Advances in Space Research*. — 2018. — т. 62, № 6. — с. 1203—1225. — *The CryoSat Satellite Altimetry Mission: Eight Years of Scientific Exploitation*.
109. Особенности радиолокационного зондирования ледяного покрова при малых углах падения на примере Охотского моря / В. Караев [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. — 2020. — т. 17, № 7. — с. 187—202.

110. *Zabolotskikh E. V.* Review of methods to retrieve sea ice parameters from satellite microwave radiometer data // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2019. — т. 55, № 1. — с. 128—151.
111. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // Journal of Geophysical Research: Oceans. — . — т. 113, № C2.
112. *Moenslund T. B.* BLOB Analysis. In: Introduction to Video and Image Processing. Undergraduate Topics in Computer Science. — London : Springer, 2008.
113. *Valenzuela G.* Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves: A review // Boundary Layer Meteorology. — 1978. — т. 13.
114. *Powers D. M. W.* Evaluation: From Precision, Recall and F-Measure to ROC, Informedness, Markedness and Correlation // Journal of Machine Learning Technologies. — 2011. — т. 2, № 1. — с. 37—63.