

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ПРИКЛАДНОЙ ФИЗИКИ

На правах рукописи

Ермошкин Алексей Валерьевич

ДИАГНОСТИКА ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОКЕАНЕ НА ОСНОВЕ  
РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПОД СКОЛЬЗЯЩИМИ УГЛАМИ

Специальность: 25.00.29 Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание  
ученой степени кандидата  
физико-математических наук

Научный руководитель:  
Кандидат физико-математических наук,  
Баханов В.В.

Нижний Новгород

2017

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ.....	12
§ 1.1 Теоретические основы радиолокационного зондирования морской поверхности .....	12
§ 1.2 Радиолокационное зондирование взволнованной водной поверхности под скользящими углами.....	15
§ 1.3 Диагностика неоднородных течений по данным радиолокационного зондирования под скользящими углами .....	18
§ 1.4 Радиолокационная диагностика интенсивных внутренних волн в шельфовой зоне.....	20
§ 1.5 Заключение.....	22
ГЛАВА 2. РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО РАССЕЙАНИЯ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПОД СКОЛЬЗЯЩИМИ УГЛАМИ И АЛГОРИТМОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЦЕССОВ .....	23
§ 2.1 Эмпирико-теоретическая модель рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью под скользящими углами зондирования. ....	24
§ 2.2 Алгоритмы определения параметров ветра, волнения и течения.....	30
§ 2.3 Исследование особенностей растекания искусственного слика с помощью радиолокационного зондирования под скользящими углами.....	39
§ 2.4 Заключение.....	46
ГЛАВА 3. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОДНОРОДНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ .....	48
§ 3.1 Комплексные натурные радиолокационные исследования.....	48
§ 3.2 Моделирование трансформации спектра ветрового волнения в поле неоднородных течений, регистрируемых в эксперименте .....	55
§ 3.3 Оценка радиолокационных контрастов для результатов численного моделирования и сопоставление с экспериментальными данными.....	60
§ 3.4 Заключение.....	62
ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ ИНТЕНСИВНЫХ ВНУТРЕННИХ СОЛИТОНОВ В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ И ИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ПОРТРЕТЫ.....	64
§ 4.1 Эволюция интенсивных внутренних волн на шельфе .....	65

§ 4.2 Оценки параметров интенсивных внутренних волн для шельфовых зон различного типа .....	69
§ 4.3 Радиолокационные портреты ИВВ в шельфовой зоне.....	72
§ 4.4 Заключение.....	75
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	76
ЛИТЕРАТУРА.....	78
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	87
ПРИЛОЖЕНИЕ I .....	88
ПРИЛОЖЕНИЕ II .....	97

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы диссертации.** Данные дистанционного зондирования (ДЗ) океана являются основным источником информации о процессах, протекающих в приповерхностном слое атмосферы, на морской поверхности и в приповерхностном слое. Наиболее распространенными являются данные спутникового зондирования, большинство из которых находятся в открытом доступе в интересах океанологов, климатологов и ученых, занимающихся проблемами дистанционного зондирования океана из космоса. Существующие радиолокационные (РЛ) средства ДЗ океана позволяют решать разнообразные океанологические задачи, среди которых можно выделить определение скорости приповерхностного ветра, определение параметров ветровых волн и волн зыби, определение параметров внутренних волн, идентификация загрязнений на морской поверхности. РЛ зондирование обладает рядом преимуществ, которые позволяют проводить измерения в сложных метеорологических условиях и в темное время суток. Высокое разрешение современных радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) может составить конкуренцию даже оптическим сенсорам. Настоящая работа посвящена активному РЛ зондированию, большой класс оптических и радиометрических приборов ДЗ рассматриваться не будет.

Возможности РЛ зондирования опираются на достижения экспериментальных и теоретических исследований физических особенностей рассеяния на взволнованной водной поверхности. К настоящему времени разработано большое количество моделей описывающих особенности рассеяния радиоволн морской поверхностью. В работе [1] приведен обзор существующих моделей и их применение в задачах ДЗ. Работа [2] содержит критический обзор большого количества теоретических моделей рассеяния радиоволн на случайной шероховатой поверхности, приведены таблицы с оценкой эффективности моделей по ряду параметров.

Наряду с работами, посвященными развитию эмпирических и теоретических моделей рассеяния радиоволн на взволнованной водной поверхности, большое количество исследований направлено на решение обратной задачи РЛ зондирования – диагностики приповерхностных процессов в океане, восстановлению физических характеристик полей приповерхностного ветра и ветрового волнения. Интенсивность радиолокационного сигнала, рассеянного взволнованной поверхностью моря, связана с шероховатостью этой поверхности. За рассеяние зондирующего сигнала отвечает определенная спектральная компонента ветрового волнения  $k_{pez}$ , а дополнительные условия приводят к флуктуациям

уровня отраженного сигнала. К дополнительным механизмам можно отнести неравномерное распределение в пространстве спектральной компоненты  $k_{рез}$  связанное с неоднородностью поля приводного ветра и приповерхностных течений, наличие пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ) на поверхности, нерезонансные механизмы (обрушения волн, пена, брызги), которые могут существенно влиять на уровень рассеяние. На масштабах, порядка длины энергонесущей волны, проявляется модуляция  $k_{рез}$  орбитальной скоростью длинной волны, известная как гидродинамическая модуляция. Благодаря гидродинамической модуляции на радиолокационных изображениях морской поверхности, полученных с элементом разрешения меньше длины энергонесущей волны, становятся видны длинные поверхностные волны. На масштабах больших проявляются слики – явление выглаживания на морской поверхности, связанное с присутствием пленок поверхностно-активных веществ. Различают также пространственные неоднородности  $k_{рез}$ , связанные с неоднородностью поля ветра: ветровые тени и др. Неоднородные течения приводят к трансформации ветрового волнения в широком диапазоне длин поверхностных волн, что может влиять на интенсивность РЛ сигнала. Это делает возможным диагностику приповерхностных процессов в океане методом радиолокационного зондирования.

В значительной части работ, посвященных диагностике приповерхностных процессов в океане, используются данные активного дистанционного зондирования в сверхвысокочастотном (СВЧ) – диапазоне, такие как данные РСА [3] и скаттерометров, базирующихся на самолетах и спутниках, а также данные морских навигационных РЛС, установленных на нефтяных платформах и судах. Последние позволяют исследовать динамику и эволюцию приповерхностных процессов. Детектирование пленок ПАВ с помощью навигационных РЛС в последнее время занимает важное место в экологическом мониторинге деятельности нефтедобывающих морских платформ. Такие известные коммерческие системы, как MIROS, sigma S6, SedarQ успешно выполняют задачу обнаружения нефтяных загрязнений в морских условиях (<http://www.miros.no>, <http://rutter.ca/sigma-s6>, <http://www.seadarq.com>). Известно, что пленки ПАВ становятся видимыми на радиолокационных изображениях морской поверхности, получаемых в СВЧ-диапазоне, благодаря гашению ими определенного участка спектра ветровых волн. Существуют модели, позволяющие оценивать радиолокационные контрасты для разных типов ПАВ [4]. Исследование динамики пленок ПАВ представляет большой интерес, связанный с необходимостью обнаружения загрязнений на морской поверхности

(например, нефтяных разливов), прогнозированием вероятных сценариев дальнейшего развития ситуации и необходимостью идентификации вещества загрязнителя.

Внутренние волны (ВВ), как и пленки ПАВ, могут проявляться в РЛ сигнале благодаря изменению параметров шероховатости морской поверхности. В работе [5] на базе двухмасштабной модели рассеяния радиоволн с использованием кинематической модели и модели пленочного механизма воздействия ВВ на ветровое волнение получены количественные оценки вариации мощности СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью в присутствии ВВ. Особое место в задачах дистанционной диагностики ВВ занимает диагностика интенсивных внутренних волн (ИВВ). При этом течения, создаваемые мощными приливными волнами в шельфовых зонах океанов и морей, представляют собой распад длинной внутренней волны на последовательность сильно нелинейных импульсов-солитонов. В работе [6] изложены результаты наблюдения интенсивных внутренних волн (ИВВ) в ходе эксперимента COPE с помощью РЛС, установленных на берегу и на научном судне. Авторы работы приводят данные доплеровских РЛС на горизонтальной и вертикальной поляризации с длиной волны порядка 3 см и 8 мм. Обнаружено, что на горизонтальной поляризации проявления ИВВ имеют более глубокую модуляцию, чем на вертикальной. В работе [7] проводится численное моделирование трансформации поверхностного волнения в поле ИВВ, наблюдаемых в эксперименте COPE. В настоящей диссертационной работе на основе приближенного подхода описания взаимодействия интенсивных солитонов, предложенного в [8], проводится расчет эволюции солитона ИВВ, наблюдаемого вблизи Камчатского побережья и РЛ портрета, соответствующего проявлениям этого солитона на морской поверхности.

Наряду с ВВ на морской поверхности, а следовательно и в РЛ сигнале, могут проявляться неоднородные течения, связанные с обтеканием подводных возвышенностей, особенностей рельефа дна и т.п. Диагностика таких областей неоднородности течений - сложная и важная задача. При РЛ зондировании морской поверхности из космоса часто невозможно однозначно связать неоднородности в РЛ изображении с влиянием неоднородного течения или приводного ветра. Для решения такой задачи необходимо проводить комплексные натурные исследования, в которых измеряются гидрометеорологические условия с борта научного судна одновременно с РЛ съемкой.

Настоящая диссертация посвящена развитию метода радиолокационного зондирования морской поверхности под скользящими углами. Скользящие углы зондирования реализуются при работе радиолокационных систем с берега, с морских платформ или с судов. В качестве радиолокационной системы, работающей под

скользящими углами, может выступать судовая радиолокационная станция (РЛС) [9-13]. Ширина полосы обзора РЛС, установленной на судне, значительно ниже, чем у аналогичных систем, расположенных на самолетах и спутниках. Но в случае проведения комплексных синхронных измерений, которые дают более полную картину явлений, протекающих в океане, размещение РЛС на борту судна оказывается предпочтительней. Судовая РЛС имеет высокое пространственное разрешение и дает возможность в течение длительного времени наблюдать небольшие участки поверхности и, следовательно, изучать эволюцию медленных процессов.

К настоящему моменту времени существуют методики восстановления поля приводного ветра и характеристик ветрового волнения с помощью данных судовых РЛС. На основе данных судовой РЛС, установленной на нефтяной платформе, при разных скоростях ветра получены калибровочные функции, которые могут использоваться для восстановления скорости и направления ветрового поля [14]. В работе [15] с помощью калибровки судовой РЛС по данным о высотах волнения, полученных с океанологического буя, демонстрируется возможность дистанционного восстановления значимой высоты волнения. Обработка данных проводится с помощью прибора WamosII, который является разработкой компании OceanWaveS GmbH. На основе данных когерентной РЛС в работе [16] демонстрируется возможность определения скорости приповерхностных течений и спектра ветрового волнения. Разработка подобных алгоритмов и оборудования, способного решать задачи дистанционного измерения характеристик поверхностного волнения, приводного ветра, неоднородных течений с помощью судовой РЛС, ведется и в России [17].

**Цель работы.** В соответствии с изложенным выше кругом проблем, основной целью диссертационной работы является развитие метода радиолокационного зондирования морской поверхности под скользящими углами включающего:

1. Развитие эмпирико-теоретической модели рассеяния на взволнованной морской поверхности СВЧ радиоволн горизонтальной поляризации при зондировании под скользящими углами.
2. Разработка алгоритмов определения кинематических параметров ветрового волнения, скорости и направления ветра, оценки параметров пленочных загрязнений по данным судовой РЛС.
3. Теоретическое и экспериментальное исследование особенностей радиолокационной диагностики областей неоднородного течения при скользящих углах зондирования.

4. Развитие метода диагностики интенсивных внутренних волн по данным радиолокационного зондирования при скользящих углах.

**Научная обоснованность и достоверность результатов,** полученных в диссертации, обеспечивается сочетанием теоретических и экспериментальных исследований. В экспериментах использовались современные методы и подходы к постановке и проведению натурных исследований и обработке экспериментальных данных. Для теоретического моделирования применялись общепризнанные модели, в которых использовались разработанные автором параметризации.

**Научная новизна** диссертационной работы определяется полученными в ней оригинальными результатами:

1. Развита эмпирико-теоретическая модель рассеяния на взволнованной водной поверхности радиоволн СВЧ диапазона при скользящих углах зондирования, позволившая разработать алгоритмы восстановления кинематических параметров ветрового волнения, скорости и направления ветра, скорости течения по данным РЛС на неподвижном посту и на движущемся судне.
2. Предложена модификации приближенного метода описания взаимодействия составных солитонов уравнения Гарднера для исследования эволюции интенсивных внутренних волн в шельфовой области океанов и морей, получены радиолокационные портреты проявления ИВВ на морской поверхности, которые позволяют проводить экспресс – оценки параметров ИВВ.
3. Обнаружены и объяснены особенности растекания пленочного загрязнения – остановка процесса растекания пятна пленки на поверхности воды, последующее сжатие пятна и переход к стационарному состоянию.

**Практическая значимость.** Разработанные в диссертационной работе методы радиолокационного зондирования морской поверхности и алгоритмы восстановления характеристик подстилающей поверхности могут использоваться для дистанционного радиолокационного измерения кинематических параметров морского волнения, неоднородного течения, внутренних волн, в том числе ИВВ и скорости приводного ветра, как на стационарных береговых постах, так и с борта движущегося судна. Разработанная система радиолокационного зондирования проводила измерения в интересах Специализированного центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Черного и Азовского морей (СЦГМС ЧАМ Росгидромет) на Черном море в г. Сочи в течение 2013-2014 годов, а также в ходе десятка натурных экспедиций на различных акваториях. Результаты диссертации были использованы в ряде ОКР (СЧ ОКР “Анизотропия-ИПФ”, “Орел-ИПФ”, “Орел-ИПФ”-2, “Орел-ИПФ-3”, “Орел-ИПФ-4”) и



НИР (СЧ НИР “Акватория-ПФ”, “Аракс-ИПФ”, “Листва-2020-Ф”, “Форпик”), выполняемых в ИПФ РАН, а также в ходе исследовательских работ в рамках грантов РФФИ (инициативные и региональные), проектов в рамках Федеральной целевой программы Минобрнауки «Мировой океан», гранта Правительства Российской Федерации, выделенного на конкурсной основе для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских образовательных учреждениях высшего профессионального образования (11.G34.31.0048).

**Личный вклад автора.** Все приведенные в диссертации результаты получены либо лично автором, либо при его непосредственном участии. Автор непосредственно занимался разработкой эмпирико-теоретической модели радиолокационного рассеяния радиоволн на взволнованной водной поверхности и участвовал в разработке теоретической модели приближенного описания эволюции солитонов ИВВ в шельфовой зоне, включая программную реализацию и экспериментальную апробацию. Экспериментальные результаты получены в ходе натурных экспедиций, в организации и проведении которых автор принимал непосредственное участие.

**Структура и объем диссертации.** Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованной литературы.

#### **Краткое содержание диссертации**

Во **введении** освещается современное состояние рассматриваемых в диссертации проблем, обосновываются актуальность темы работы и ее практическая значимость, кратко излагается ее содержание, формулируются положения, выносимые на защиту.

**Первая глава** содержит обзор литературы, посвященной исследуемой тематике. В диссертационной работе используются общепринятые теоретические модели, основные уравнения которых приводятся в первой главе. В § 1.1 рассмотрены теоретические основы радиолокационного зондирования морской поверхности. Как показано в работе [18] двухмасштабная модель хорошо описывает рассеяния радиоволн поверхностью моря в широком диапазоне углов зондирования, длин радиоволн и скоростей ветра. В § 1.2 рассмотрены вопросы особенностей рассеяния под скользящими углами зондирования. Как показано рядом авторов, наряду с резонансным рассеянием необходимо учитывать вклад нерезонансной компоненты рассеяния [19-21]. К появлению нерезонансной компоненты приводит рассеяния на заостренных гребнях обрушающихся волн, на самих обрушениях, на пене и брызгах. Наибольшее влияние перечисленные явления оказывают на рассеяние радиоволн сантиметрового и миллиметрового диапазона длин волн при скользящих углах зондирования. В дециметровом и метровом диапазоне радиоволн

рассеяние можно считать без учета дополнительного слагаемого. Развитые полуэмпирические модели в частности в [21] позволили решать обратную задачу радиолокационного зондирования – восстановление параметров рассеивающей поверхности. Параметры шероховатости морской поверхности связаны не только с полем приводного ветра, но и с полем приповерхностного течения. В § 1.3 приводятся уравнения, описывающие трансформацию спектра ветрового волнения в поле неоднородного течения, а также результаты экспериментальных исследований проявлений неоднородных течений на морской поверхности по данным радиолокационного зондирования под скользящими углами. В § 1.4 рассмотрены работы, посвященные описанию эволюции ИВВ в шельфовой зоне морей. В § 1.5 содержится заключение к первой главе.

**Вторая глава** посвящена развитию модели радиолокационного рассеяния на взволнованной морской поверхности под скользящими углами зондирования и алгоритмов восстановления параметров подстилающей поверхности. В § 2.1 обсуждается разработка эмпирико-теоретической модели рассеяния радиолокационных сигналов морской поверхностью применительно к скользящим углам зондирования. На основе двухмасштабной модели рассеяния электромагнитных волн с учетом влияния обрушений ветровых волн проведено численное моделирование удельной эффективной площади рассеяния взволнованной водной поверхности при углах падения  $\theta > 80^\circ$ . Для описания доли морской поверхности, покрытой обрушениями, было предложено эмпирическое выражение как функция скорости ветра на стандартной высоте, в отличие от предложенного в работе [21] интегрального выражения. Описанная модель может быть использована для решения обратных задач дистанционного зондирования. Развитию алгоритмов определения кинематических параметров ветрового волнения, волн зыби и определения параметров приводного ветра с движущегося судна посвящен § 2.2. С помощью развитого метода радиолокационного зондирования обнаружен новый эффект – переход на достаточно больших временах от режима растекания пленки ПАВ к режиму ее сжатия с последующим установлением стационарного состояния – стационарного масштаба пятна, который описан в § 2.3. Приведены результаты наблюдений эффекта компрессии пленки, предложено физическое объяснение эффекта, основанное на действии индуцированных ветровыми волнами напряжений, а также учете изменения характеристик пленки в процессе ее растекания. В § 2.4 содержится заключение ко второй главе.

**Третья глава** содержит результаты теоретических и экспериментальных радиолокационных исследований проявления неоднородных течений на морской

поверхности. § 3.1 содержит описание и результаты комплексных натуральных экспедиций по исследованию трансформации поверхностного волнения в поле неоднородных течений. В § 3.2 приводятся результаты теоретического моделирования влияния неоднородного течения, измеренного в натуральных условиях, на характеристики поверхностного волнения на основе решения кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн. В § 3.3 сопоставляются результаты теоретического моделирования с экспериментальными данными по радиолокационному зондированию под скользящими углами. Наблюдаемые в натуральных экспериментах пространственно-неоднородные распределения мощности радиолокационного сигнала объясняются с помощью результатов теоретического моделирования. В § 3.4 содержится заключение к третьей главе.

**Четвертая глава** посвящена приближенному описанию эволюции солитонов ИВВ в шельфовой зоне и теоретическим расчетам их радиолокационных портретов. В § 4.1 на основе поиска решения уравнения Гарднера в приближенном представлении солитона ИВВ в виде суперпозиции кинков (перепадов поля) разной полярности удается описать эволюцию поля ИВВ при меняющихся параметрах уравнения Гарднера. Получены амплитуды поля ИВВ в произвольные моменты времени при заданном законе изменения параметров среды. В § 4.2 проведен расчет поля течения на поверхности моря, создаваемого солитоном ИВВ в разные моменты времени. На основе разработанной модели радиолокационного рассеяния и кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн в § 4.3 теоретически рассчитаны радиолокационные портреты ИВВ в шельфовой зоне, которые могут быть зарегистрированы береговыми РЛС. В § 4.4 содержится заключение к четвертой главе.

В **заключении** сформулированы основные результаты.

**Основные положения, выносимые на защиту.**

1. Предложенная эмпирико-теоретическая модель рассеяния радиоволн СВЧ диапазона на взволнованной морской поверхности при скользящих углах зондирования описывает особенности зондирования морской поверхности с помощью судовой РЛС в широком диапазоне скоростей ветра.
2. Разработанные в диссертации алгоритмы на основе радиолокационного зондирования морской поверхности под скользящими углами позволяют определить кинематические параметры ветрового волнения, скорости и направления ветра, параметры пленочных загрязнений по данным судовой РЛС. Алгоритмы применимы как при работе РЛС на стационарных береговых постах, так и с борта движущегося судна.

3. Обнаруженные в ходе комплексных натурных экспериментов с помощью радиолокационного зондирования особенности аномалий на морской поверхности в поле локализованного двумерно-неоднородного течения получили свое объяснение в рамках проведенного численного моделирования трансформации ветрового волнения и мощности отраженного радиолокационного сигнала в поле измеренных течений.
4. Предложенная модификация приближенного метода описания взаимодействия составных солитонов уравнения Гарднера может быть использована для исследования эволюции интенсивных внутренних волн в шельфовой области океанов и морей. Полученные на основе теоретического моделирования радиолокационные портреты проявления ИВВ на морской поверхности позволят проводить экспресс – оценки параметров ИВВ.
5. На основе радиолокационного зондирования под скользящими углами обнаружены особенности растекания пленочного загрязнения – остановка процесса растекания пятна пленки на поверхности воды, последующее сжатие пятна и переход к стационарному состоянию.

**Публикации и апробация результатов.** Основные результаты диссертации опубликованы в 20 статьях в реферируемых журналах и сборниках трудов конференций и были представлены на следующих конференциях: EGU General Assembly ( 2010, 2011 гг.); International Geoscience and Remote Sensing Symposium (2009 г.); Pan Ocean Remote Sensing Conference (2010 г.); International Conference of Young Scientists Land-Ocean-Atmosphere Interactions in the Changing World, (2011 г.); 5th International Geosciences Student Conference (2014 г.); SPIE Remote Sensing (2011, 2014 г.); XXVII Всероссийский симпозиум “Радиолокационное исследование природных сред” (2011, 2013 гг.); X ВСФПТПМ (2011 г.); XX Научная сессия Совета РАН по нелинейной динамике; Всероссийская конференция “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса” (2009, 2010, 2011, 2013 гг.); Первая Всероссийская конференция по прикладной океанографии (2010 г.).

## ГЛАВА 1. АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Данная глава содержит обзор теоретических моделей и экспериментальных исследований, посвященных радиолокационному зондированию взволнованной водной поверхности и процессов, протекающих в приповерхностном слое. Рассматриваемые в настоящей главе теоретические модели применяются в дальнейшем для моделирования исследуемых в диссертации процессов. В качестве основной модели связывающей характеристики взволнованной водной поверхности с мощностью рассеянного радиолокационного сигнала рассмотрены двухмасштабная модели [18] и её модификации [21]. Известно, что на морской поверхности могут проявляться процессы, протекающие в водной толще и генерирующие поле неоднородных течений. К таким процессам можно отнести обтекание приливным потоком особенностей рельефа дна, внутренние волны, в том числе солитоны интенсивных внутренних волн. К настоящему времени установлено, что динамика солитонов внутренних волн хорошо описывается слабонелинейными эволюционными уравнениями типа уравнения Кортевега-де Вриза (либо его модификациями) с постоянными коэффициентами [22]. Трансформация ветрового волнения в поле неоднородных течений может быть описана в рамках кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия ветровых волн [23].

Особое внимание уделено экспериментальным работам, посвященным зондированию под скользящими углами. Рассмотренные экспериментальные работы демонстрируют эффективность метода радиолокационного зондирования под скользящими углами для диагностики приповерхностных процессов в океане.

### § 1.1 Теоретические основы радиолокационного зондирования морской поверхности

Основными общепринятыми теоретическими моделями РЛ рассеяния на взволнованной водной поверхности являются двухмасштабная модель и её модификации. В работе [24] рассмотрены два основных подхода к теоретическому решению задачи о рассеянии волны на статистически неровной поверхности – метод возмущений и метод Кирхгофа. Эти методы относятся к двум предельным случаям очень мелких и пологих неровностей (метод возмущений) или гладких и крупномасштабных (метод Кирхгофа) и не охватывают всех особенностей взволнованной морской поверхности. В этой же работе рассмотрена двухмасштабная модель. В данной модели предполагается, что рассеяние от

моря обусловлено совокупностью мелкой ряби с линейными размерами сравнимыми с длиной зондирующей радиоволны  $\lambda$  и характерной высотой много меньше  $\lambda$ , так что углы наклона ряби малы и отражение можно считать методом возмущений и крупных неровностей, которые приводят к модуляции локального угла падения электромагнитной волны.

В обзорной статье [18] приводятся теоретические выражения для двухмасштабной модели рассеяния применительно к взволнованной морской поверхности, которые преимущественно используются исследователями в настоящее время. На примере большого экспериментального материала в [18] продемонстрирована корректность двухмасштабной модели для описания рассеяния радиоволн поверхностью моря в широком диапазоне углов зондирования  $20^\circ < \theta < 80^\circ$ , длин радиоволн и скоростей ветра, однако ряд особенностей оставался неопианным. Также было отмечено, что модель плохо описывает случаи сильных ветров и скользящих углов зондирования  $\theta > 80^\circ$ . В частности, не объясняет высокий уровень рассеяния при скользящих углах на горизонтальной поляризации.

Наибольшее развитие модификация двухмасштабной модели получила в работах [21], [25] в которых предложена полуэмпирическая модель рассеяния радиоволн на морской поверхности. Основным отличием данной модели от двухмасштабной является ряд параметров, которые настраиваются с помощью конкретных данных, в основном это данные спутниковых РСА.

Основной измеряемой величиной, характеризующей морскую поверхность при радиолокационном зондировании, является удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР). Данная величина не зависит от мощности радиолокационной станции и от дальности наблюдения, она характеризует только морскую поверхность, состояние которой различается при разных гидрометеоусловиях. При экспериментальных измерениях величину УЭПР можно определить из уравнения радиолокации [9]:

$$P_r = \frac{P_t G_t}{4\pi R^2} \frac{\sigma}{4\pi R^2} A_r \quad (1.1)$$

Первый множитель представляет собой плотность потока мощности излучения на расстоянии  $R$  от РЛС с мощностью  $P_t$ ;  $G_t$  – коэффициент усиления антенны. Числитель второго множителя – эффективная площадь рассеяния (ЭПР) цели, знаменатель учитывает распределение электромагнитной энергии в пространстве в зависимости от расстояния для отраженного сигнала. Произведение первых двух множителей определяет плотность потока мощности отраженного сигнала у радиолокатора. Антенна с эффективной площадью апертуры  $A_r$  улавливает часть этой мощности, определяемую

произведением всех трех сомножителей. В случае общей антенны излучателя и приемника:  $G_t = 4\pi A_r / \lambda^2$ ; и тогда для ЭПР с учетом (1.1):

$$\sigma = \frac{(4\pi)^2 R^4 P_r}{P_t G_t A_r} = \frac{4\pi R^4 \lambda^2 P_r}{A_r^2 P_t} \quad (1.2)$$

Величина ЭПР (1.2) связана с УЭПР следующим соотношением:  $\sigma_0 = \frac{\sigma}{S}$ ; где  $S$  – площадь элемента разрешения РЛС на морской поверхности. Таким образом, измерения, проведенные прокалиброванной РЛС, позволяют определять величину УЭПР морской поверхности.

Для описания УЭПР взволнованной водной поверхности рассмотрим модель, описанную в работе [21]. В данной теории вклад в величину УЭПР вносят шероховатости морской поверхности различного масштаба. При больших углах зондирования становится существенным вклад обрушений ветровых волн. В данной модели УЭПР морской поверхности определяется суммой УЭПР резонансных волн  $\sigma_{0R}$  и обрушивающихся волн  $\sigma_{0b}$ :

$$\sigma_0 = \sigma_{0R} (1 - q) + \sigma_{0b} q \quad (1.3)$$

где  $q$  - доля морской поверхности, покрытая обрушениями.

Радиолокационное отражение от морской поверхности описывается композитной моделью, включающей механизмы зеркального отражения и резонансного (Брэгговского) отражения от ветровых волн. Первый механизм (первое слагаемое в формуле (1.4)) важен при зондировании морской поверхности под углами близкими к надиру  $\theta < 20^\circ$ .

$$\sigma_{0R} = \pi F^2 \sec^4 \theta \cdot P(\eta_i, \eta_n) \left| \begin{array}{l} \eta_i = \tan \theta + \int_{\Gamma} \sigma_{0br}(\theta - \eta_i) P(\eta_i) d\eta_i \\ \eta_n = 0 \end{array} \right. \quad (1.4)$$

Здесь  $\theta$  - угол падения, отсчитываемый от надира;  $F^2$  - коэффициент отражения Френеля;  $P(\eta_i)$  и  $P(\eta_i, \eta_n)$  - одномерная и двумерная функции плотности вероятности распределения уклонов морской поверхности в направлении зондирования  $\eta_i$  и в перпендикулярном направлении  $\eta_n$ ;  $\sigma_{0br}$  - УЭПР морской поверхности определяемая Брэгговским рассеянием:  $\sigma_{0br}(\theta') = 16\pi k_r^4 |G_p(\theta')|^2 W(k_{pez}, \phi)$ , где  $k_r$  - волновое число электромагнитной волны;  $\theta' = \theta - \arctan(\eta_i)$  локальный угол падения (для малых уклонов можно аппроксимировать формулой  $\theta' = \theta - \eta_i$ );  $\phi$  - угол между направлением

визирования радара и направлением скорости ветра;  $|G_p|^2$  - геометрический коэффициент отражения;  $k_{pez} = 2k_r \sin \theta'$  - локальное волновое число Брэгговской волны;  $W(k_{pez}, \phi)$  пространственный спектр возвышений поверхности. Геометрический коэффициент отражения для вертикально поляризованного излучения в широкой области частот микроволнового излучения определяется соотношением [21]:  $|G_v(\theta)|^2 = \frac{\cos^4 \theta (1 + \sin^2 \theta)^2}{(\cos \theta + 0.111)^4}$ , а для горизонтально поляризованного излучения  $|G_h(\theta)|^2 = \frac{\cos^4 \theta}{(0.111 \cos \theta + 1)^4}$ .

УЭПР обрушивающихся ветровых волн (второе слагаемое в (1.3)) определяется в статье [21] следующим образом:  $\sigma_{ob}(\theta) = (\sec^2 \theta / s_{wb}^2) \exp(-\tan^2 \theta / s_{wb}^2) + \varepsilon_{wb} / s_{wb}^2$ , где  $s_{wb}^2$  - среднеквадратичный уклон обрушений равный 0,19;  $\varepsilon_{wb}$  - константа, пропорциональная отношению толщины обрушения к его длине равная 0,05. Площадь морской поверхности, покрытая обрушениями в работе [21] параметризуется через спектр гравитационных волн.

Предложенная в работе [21] полуэмпирическая модель лучше, чем двухмасштабная модель описывает зависимость УЭПР морской поверхности от угла зондирования на горизонтальной и вертикальной поляризациях при углах зондирования  $\theta$ , лежащих в диапазоне  $0^\circ < \theta < 80^\circ$ . Однако рассеяние при скользящих углах зондирования  $\theta > 80^\circ$  рассмотрено не было. Далее рассмотрены ранее проведенные исследования, направленные на решение проблемы зондирования под скользящими углами.

## **§ 1.2 Радиолокационное зондирование взволнованной водной поверхности под скользящими углами**

В данном параграфе рассмотрены ранее проведенные исследования, направленные на решение проблемы зондирования под скользящими углами. Калмыков и Пустовойтенко [26] наблюдали, что значительная часть обратного рассеяния на горизонтальной поляризации при зондировании под скользящими углами формируется на гребнях морских волн, в то время как на вертикальной поляризации рассеяние распределено по всей волне. В статье [11] приводится экспериментально найденная зависимость сечения обратного рассеяния морской поверхности от угла скольжения для радиоволн вертикальной поляризации длиной 3 см. Авторы на основе экспериментальных данных демонстрируют неоднородное распределение резонансной ряби по профилю длинной поверхностной волны. Предпринимались попытки дополнить двухмасштабную модель



третьим промежуточным масштабом. Калмыков и Пустовойтенко добавляли к двухмасштабной модели рассеяние на клине. В серии публикаций группы исследователей из ИКИ РАН под руководством Ю.А. Кравцова был рассмотрен вклад в суммарное рассеяние радиолокационного сигнала отражения от крутых обрушивающихся волн, размеры которых (высота  $\sim 10$  см, длина  $\sim 1$  м) занимают промежуточное положение между сантиметровыми и длинными (10 м и более) гравитационными волнами энергонесущей части спектра морского волнения [20], [27-29]. На основе предложенного описания авторами объяснялся более высокий уровень отражения РЛ сигнала взволнованной водной поверхностью, не находящий своего объяснения в рамках резонансной Брэгговской теории. Следует отметить, что указанные работы описывают сам эффект рассеяния радиоволн на заостренном клине и не содержат статистических характеристик обрушений.

Особенности доплеровских спектров рассеянного РЛ сигнала под скользящими углами зондирования также не находили объяснений в рамках двухмасштабной модели. В работах [30], [31] показано существенное отличие доплеровских спектров сигнала с вертикальной и горизонтальной поляризацией. Авторы связывают этот эффект с рассеянием на структурах, которые образуются в процессе обрушения волны и обеспечивают поляризационную зависимость отраженной энергии.

Скользющие углы зондирования реализуются при работе радиолокационных систем с берега, с морских платформ или с судов. В качестве радиолокационной системы, работающей под скользящими углами, может выступать судовая радиолокационная станция (РЛС) [9-12]. Ширина полосы обзора РЛС, установленной на судне, значительно ниже, чем у аналогичных систем, расположенных на самолетах и спутниках. Но в случае проведения комплексных синхронных измерений, которые дают более полную картину явлений, протекающих в океане, размещение РЛС на борту судна оказывается предпочтительней. Судовая РЛС имеет высокое пространственное разрешение и дает возможность в течение длительного времени наблюдать небольшие участки поверхности и, следовательно, изучать развитие медленных процессов.

В работе [32] была продемонстрирована возможность определения характеристик ветрового волнения и скорости приповерхностного течения с помощью трехмерного спектрального анализа РЛ изображений морской поверхности. Показано, что частота и волновое число энергонесущей компоненты ветрового волнения соответствуют значению спектральных максимумов РЛ изображений. Отклонение значений от предсказаний дисперсионного соотношения для волн на воде объяснялось влиянием течения, которое можно по этому отклонению определить. Данные идеи получили свое развитие в условиях

современной цифровой техники в работах [14], [15], [33-40] и многих других. Большое количество работ объясняется удобством и простотой использования судовой РЛС для исследования волновых процессов на морской поверхности. К настоящему времени существуют методики восстановления поля приводного ветра с помощью данных судовых РЛС. На основе данных судовой РЛС, установленной на нефтяной платформе FINO-I, определяются скорости и направления ветрового поля [14], [15]. В работе [15] с помощью судовой РЛС восстанавливается поле высот волнения. Обработка данных проводится с помощью прибора WamosII, который является разработкой компании OceanWaveS GmbH. Разработка подобных алгоритмов и оборудования, способного решать задачи дистанционного измерения характеристик поверхностного волнения, приводного ветра, неоднородных течений с помощью судовой РЛС, в том числе с движущегося судна, ведется и в России при непосредственном участии автора диссертации [17],[40].

С помощью радиолокационного зондирования в СВЧ-диапазоне осуществляется детектированию пленочных загрязнений на морской поверхности. Данные таких приборов как радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) [3], базирующихся на самолетах и спутниках, а также морских навигационных РЛС, установленных на нефтяных платформах и судах в последнее время занимают важное место в экологическом мониторинге деятельности нефтедобывающих морских платформ. Такие известные коммерческие системы, как MIROS, sigma S6, SedarQ успешно выполняют задачу обнаружения нефтяных загрязнений в морских условиях (<http://www.miros.no>, <http://rutter.ca/sigma-s6>, <http://www.seadarq.com>). Известно, что пленки ПАВ становятся видимыми на радиолокационных изображениях морской поверхности, получаемых в СВЧ-диапазоне, благодаря гашению ими определенного участка спектра ветровых волн. Существуют модели, позволяющие оценивать радиолокационные контрасты для разных типов ПАВ [4]. Исследование динамики пленок ПАВ представляет большой интерес, связанный с необходимостью обнаружения загрязнений на морской поверхности (например, нефтяных разливов), прогнозированием вероятных сценариев дальнейшего развития ситуации и необходимостью идентификации вещества загрязнителя. Важнейшим и наиболее простым, с точки зрения определения, параметром пленочных сликов является их характерный размер [41]. Общепринятые теоретические модели разделяют процесс растекания пятен на характерные временные отрезки (режимы растекания). Каждый режим растекания соответствует тому или иному физическому механизму [42]. В настоящей диссертационной работе рассматривается динамика растекания искусственного слика в режиме поверхностного натяжения в натуральных условиях в ходе экспедиционных работ на Горьковском водохранилище.

### § 1.3 Диагностика неоднородных течений по данным радиолокационного зондирования под скользящими углами

Воздействие неоднородных подповерхностных течений на ветровое волнение обсуждается на протяжении нескольких десятилетий. Интерес к этой проблеме особенно возрос в связи с развитием дистанционных средств регистрации проявления течений на поверхности океана. Пожалуй, наиболее интересным и изученным источником неоднородных течений являются волновые движения в толще стратифицированной жидкости – внутренние волны. Теоретическому и экспериментальному изучению воздействия крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность посвящен сборник научных трудов ИПФ РАН [43]. Обычно трансформация спектра ветрового волнения в диапазоне дециметровых и более длинных поверхностных волн под действием неоднородного течения анализируется численными методами на основе кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн [23], [44]. В дециметровом и метровом диапазоне длин поверхностных волн определяющую роль играет механизм, связанный с изменением кинематических параметров поверхностных волн на неоднородном течении. Анализ распределения спектральной плотности ветровых волн в поле неоднородных течений проводится в данной диссертации в рамках этого механизма.

Для описания волнения на неоднородном течении используется понятие пространственного амплитудного спектра  $W(\vec{r}, \vec{k}, t)$ . Эволюция спектров ветровых волн в рамках кинематической модели описывается кинетическим уравнением для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн  $N(\vec{r}, \vec{k}, t) = W(\vec{r}, \vec{k}, t) / \sqrt{g|\vec{k}|}$ :

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \dot{\vec{r}} \frac{\partial N}{\partial \vec{r}} + \dot{\vec{k}} \frac{\partial N}{\partial \vec{k}} = S \quad (1.5)$$

где

$$\dot{\vec{r}} = \frac{\partial \omega(\vec{r}, \vec{k}, t)}{\partial \vec{k}}; \dot{\vec{k}} = - \frac{\partial \omega(\vec{r}, \vec{k}, t)}{\partial \vec{r}} \quad (1.6)$$

$\omega$  - частота поверхностной волны. В настоящей диссертации рассматриваются квазистационарные течения, к примеру, сформированные медленной приливной волной.

При этом сохраняется частота волнового пакета  $\omega = \sqrt{g|\vec{k}|} + \vec{k}\vec{U}$ .

Член  $S$  в уравнении (1.5) описывает действие ветра и вязкости на поверхностные волны и учитывает их нелинейность. Наиболее распространено релаксационное приближение в следующем виде:  $S = \alpha N - \frac{\alpha N^2}{N_0}$ , где  $N_0(\vec{k})$  - спектральная плотность волнового действия в невозмущенном состоянии,  $\alpha(\vec{k}, \vec{U}_{10})$  - инкремент нарастания ветровых волн,  $\vec{U}_{10}$  - скорость ветра на стандартной высоте 10 м.

Уравнения (1.6) определяют вид траектории пакетов поверхностных волн в пространстве  $(\vec{k}, \vec{r})$ . Изменение  $N$  вдоль траектории определяется уравнением (1.7).

$$\frac{dN}{dt} = \alpha N - \frac{\alpha N^2}{N_0} \quad (1.7)$$

В коротковолновом (миллиметровом и сантиметровом) диапазоне длин ветровых волн эффективен пленочный механизм воздействия внутренних волн на ветровую рябь [45]. Для объяснения образования гладких сликовых полос на морской поверхности привлекаются пленки ПАВ.

Неоднородные течения, как и пленки ПАВ, могут проявляться в РЛ сигнале благодаря изменению параметров шероховатости морской поверхности. В работе [5] на базе двухмасштабной модели рассеяния радиоволн с использованием кинематической модели и модели пленочного механизма воздействия ВВ на ветровое волнение получены количественные оценки вариации мощности СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью. Существуют работы, посвященные наблюдению ВВ по данным РЛ зондирования с помощью судовых РЛС. В работе [46] проводится анализ данных радиолокационного зондирования с борта судна поверхностных проявлений ВВ в условиях распространения ВВ навстречу ветру. Получены эмпирические оценки зависимости передаточной функции ВВ-РЛ-сигнал от скорости ветра и периода ВВ. В работе [47] с помощью судовой РЛС зарегистрированы поверхностные проявления ВВ в Карском море. Наблюдение интенсивных внутренних волн (ИВВ) в ходе эксперимента СОРЕ с помощью РЛС, установленных на берегу, рассмотрено в работе [6]. Авторы работы приводят данные доплеровских РЛС на горизонтальной и вертикальной поляризации с длиной волны порядка 3 см и 8 мм. Обнаружено, что на горизонтальной поляризации проявления ИВВ имеют более глубокую модуляцию, чем на вертикальной. В работе [7] проводится численное моделирование трансформации поверхностного волнения в поле ИВВ, зарегистрированных в эксперименте СОРЕ.

Кроме ВВ на морской поверхности, а следовательно и в РЛ сигнале, могут проявляться неоднородные течения, которые могут быть связаны с обтеканием

подводных возвышенностей, особенностей рельефа дна и т.п. Диагностика таких областей неоднородности течений сложная и важная задача. При РЛ зондировании морской поверхности из космоса часто невозможно однозначно связать неоднородности в РЛ изображении с влиянием неоднородного течения или приводного ветра. Для решения такой задачи проводят комплексные натурные исследования, в которых измеряются гидрометеорологические условия с борта научного судна одновременно с РЛ съемкой. В диссертационной работе приводятся результаты таких натурных исследований, в которых автор принимал непосредственное участие, и экспериментально и теоретически доказывается связь неоднородностей в поле течения с аномалиями на радиолокационных панорамах морской поверхности, полученных с помощью судовой РЛС.

#### **§ 1.4 Радиолокационная диагностика интенсивных внутренних волн в шельфовой зоне**

Дистанционная диагностика ИВВ важная задача современной океанологии, что связано с существенным влиянием ИВВ на процессы перемешивания, безопасность подводных объектов и сооружений. Как показано в [48] ИВВ наблюдаются в прибрежных зонах приливных морей и достигают значительных амплитуд. В настоящей диссертационной работе предложен оригинальный приближенный подход для прогнозирования эволюции ИВВ и проведены теоретические расчеты возможных РЛ портретов ИВВ, которые можно обнаружить с помощью судовых и береговых РЛС.

К настоящему времени установлено, что динамика солитонов внутренних волн хорошо описывается слабонелинейными эволюционными уравнениями типа уравнения Кортевега-де Вриза (либо его модификациями) с постоянными коэффициентами [22]. В условиях реального океана, особенно в его прибрежной зоне, параметры стандартных слабонелинейных уравнений не постоянны (например обращается в нуль коэффициент квадратичной нелинейности), поэтому квазистационарные (и тем более стационарные) решения не всегда справедливы [49-51]. Распространение уединенных волн в средах с переменными параметрами представляет самостоятельный интерес в теории солитонов [52-54]. Наиболее исследованы к настоящему времени задачи об эволюции солитонов в средах с медленно меняющимися (по сравнению с масштабами уединенных волн) параметрами [50], [51]. Квазистационарность волнового процесса позволяет в этом случае свести описание трансформации поля уединенной волны к существенно более простой задаче – описанию динамики конечного числа независимых параметров солитона, например, координаты солитона и его скорости. Последняя задача традиционно решается

с помощью одного из вариантов методов теории возмущений для солитонов [53], [54]. Насколько регулярна и универсальна ситуация в квазистационарном случае, когда мал параметр  $\varepsilon$ , равный отношению масштаба солитона к характерному масштабу изменения параметра среды, настолько же разнообразны и специфичны сценарии эволюции солитонов в ситуациях, когда их масштабы сравнимы или превышают масштабы изменения параметров среды. При этом, в зависимости от того, в какую сторону и насколько нарушается баланс между нелинейностью и дисперсией, обеспечивающий существование солитонов, процесс может стремиться к линейному (линейная волна в среде с дисперсией) или оставаться нелинейным и приводить лишь к искажениям формы солитона (или сопровождаться рождением дополнительных уединенных волн (см. результаты численных расчетов, например, в [49-52])). Столь существенные различия в характере эволюции солитонов требуют, очевидно, индивидуальных подходов при изучении конкретных случаев, учитывающих как особенности структуры солитонов, так, вообще говоря, и особенности характера изменения параметров среды. В частности, в работах [51], [52] показано, что в рамках уравнения Гарднера с переменным коэффициентом квазистационарное описание динамики солитонов становится не справедливым по мере приближения амплитуды солитона к предельной, поскольку нарушается предположение о малости параметра  $\varepsilon$ , (характерный размер солитона становится сравнимым с характерным масштабом изменения параметров среды).

В работах [8], [55] был предложен приближенный подход для описания неквазистационарной эволюции солитонов, которые могут трактоваться как составные структуры, образованные более «элементарными» стационарными волнами – кинками (перепадами поля) противоположной полярности. Наличие сильно различающихся масштабов у таких солитонов (относительно узкие фронты и спады и протяженные, почти плоские, вершины) позволяет рассмотреть ситуации, когда для уединенной волны в целом условия квазистационарности не выполняются, но для перепадов поля эти условия сохраняются. Такие солитоны существуют в рамках различных моделей нелинейных внутренних волн [56],[57],[8], они известны также в нелинейной оптике в случае сред с так называемой конкурирующей нелинейностью. Проведенное в работе [55] сравнение результатов расчета динамики составных солитонов в рамках уравнения Гарднера вида:

$$\phi_t + \phi(\alpha_1(x,t) - \alpha_2(x,t)\phi)\phi_x + \beta(x,t)\phi_{xxx} = 0 \quad (1.8)$$

по приближенной теории с результатами численного моделирования уравнения (1.8) показали хорошее качественное и количественное соответствие. В уравнении (1.8)

величины  $\alpha_1, \alpha_2, \beta$  коэффициенты квадратичной и кубичной нелинейности, а также дисперсии, соответственно.

## § 1.5 Заключение

В первой главе приведены основные уравнения теоретических моделей, которые используются в настоящей диссертационной работе. Для моделирования проявления неоднородных течений на морской поверхности, создаваемых солитонами ИВВ или приливным потоком, обтекающим неровности рельефа дна, рассмотрена кинематическая модель трансформации ветрового волнения на основе кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн в релаксационном приближении. Моделирование радиолокационного отражения от взволнованной водной поверхности в области влияния неоднородных течений, рассмотрено на примере модернизированной двухмасштабной модели рассеяния радиоволн. Эволюция солитонов ИВВ хорошо описывается нелинейным уравнением Гарднера. Экспериментальные работы, посвященные определению характеристик ветровых волн, приводного ветра, параметров пленочных загрязнений, неоднородных течений опираются на данные с неподвижных нефтяных платформ, например FINO-I [36]. Описаны работы, направленные на радиолокационную диагностику ВВ, в том числе ИВВ.

Таким образом, в первой главе приведен обзор не только теоретических моделей, необходимых в решении поставленных в диссертационной работе задач, но и продемонстрированы экспериментальные результаты, подтверждающие эффективность предлагаемого в диссертации метода радиолокационного зондирования под скользящими углами.

## **ГЛАВА 2. РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО РАССЕЙЯНИЯ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПОД СКОЛЬЗЯЩИМИ УГЛАМИ И АЛГОРИТМОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЦЕССОВ**

Во второй главе обсуждается разработка эмпирико-теоретической модели рассеяния радиолокационных сигналов морской поверхностью применительно к скользящим углам зондирования. На основе двухмасштабной модели рассеяния электромагнитных волн с учетом влияния обрушений ветровых волн проведено численное моделирование удельной эффективной площади рассеяния взволнованной водной поверхности при углах падения  $\theta \geq 80^\circ$ . При моделировании рассеяния радиолокационного излучения морская поверхность описывалась спектром Elfouhaily, который зависел от возраста волнения и скорости ветра. Для описания доли морской поверхности, покрытой обрушениями, было предложено эмпирическое выражение как функция скорости ветра на стандартной высоте. Продемонстрировано хорошее согласие результатов моделирования удельной эффективной площади рассеяния взволнованной поверхности при скользящих углах наблюдения с экспериментальными данными, полученными с помощью некогерентной судовой радиолокационной станции X – диапазона горизонтальной поляризации. Данные радиолокационного зондирования были получены в ходе натурных экспериментов в Черном и Карском морях. Показано, что экспериментальная зависимость мощности отраженного взволнованной поверхностью радиосигнала при скользящих углах зондирования хорошо описывается степенной функцией скорости ветра. Разработанная модель может быть использована для решения обратных задач дистанционного зондирования. Описан радиолокационный комплекс и алгоритм определения кинематических характеристик энергонесущей части спектра ветрового волнения, скорости и направления приводного ветра. В данной главе описывается обнаружение явления компрессии пленочного слика в поперечном к ветру направлении, которая на достаточно больших временах сменяет режим растекания. Далее стадия сжатия переходит в стадию стационарного слика с практически неизменными во времени масштабами. Дано физическое объяснение эффекта, основанное на анализе особенностей индуцированных волновых напряжений, а именно, на немонотонной зависимости величины индуцированных волновых напряжений от упругости пленки, которая меняется при изменении концентрации ПАВ в процессе растекания слика. Основные результаты данной главы опубликованы в работах [17], [40], [58-65], [68], [76].



## § 2.1 Эмпирико-теоретическая модель рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью под скользящими углами зондирования.

К настоящему времени модели, описывающие рассеяния взволнованной водной поверхностью радиоизлучения, достаточно развиты, однако остаются некоторые нерешенные вопросы, связанные в первую очередь с зондированием при скользящих углах, учетом вклада обрушивающихся волн, влиянием пены и брызг. В серии публикаций группы исследователей из ИКИ РАН под руководством Ю.А. Кравцова был рассмотрен вклад в суммарное рассеяние радиолокационного сигнала отражения от крутых обрушивающихся волн [20], [27-29]. Авторам удалось объяснить многие наблюдаемые закономерности обратного рассеяния на настильных углах, которые не находили своего объяснения в рамках резонансной Брэгговской теории.

Как показано в работе [18], механизмы отражения СВЧ излучения морской поверхностью зависят от углов зондирования. При зондировании в надир, при котором работают альтиметры, отражение СВЧ радиоволн описывается преимущественно квазизеркальным рассеянием. Зондирование под умеренными углами, при которых работают РСА и скаттерометры, описывается преимущественно Брэгговским рассеянием. При скользящих углах большую роль играют нерезонансные механизмы рассеяния на крутых обрушающихся волнах, но данные углы недостижимы для спутниковой аппаратуры. Однако, независимо от углов зондирования, отраженный морской поверхностью радиолокационный сигнал несет информацию о характеристиках волнения [18].

В двухмасштабной модели (второе слагаемое в выражении (1.4)) спектр ветровых волн делится на два интервала: мелкомасштабные волны с волновыми числами  $k > k_d$  и крупномасштабные волны с  $k < k_d$ . Разделительное волновое число  $k_d = d \cdot k_r$ , где  $d$  - постоянная, меньшая единицы. В [21] выбрано значение  $d = 1/4$ . Мелкомасштабные волны приводят к резонансному рассеянию, а крупномасштабные меняют локальный угол и ориентацию наблюдаемого участка морской поверхности. В случае зондирования радиолокатором X - диапазона (длина волны 3,2 см) разделительное волновое число равно 49 рад/м, что соответствует частоте поверхностной волны 3.5 Гц (с учетом дисперсионного соотношения).

Для расчета УЭПР по формуле (1.4) необходимо иметь представление о состоянии взволнованной поверхности. Для моделирования УЭПР взволнованной водной

поверхности при зондировании навстречу волне был выбран спектр Elfouhaily. В [66] спектр возвышений поверхности воды представляется в виде суммы двух составляющих  $W_{elf} = (B_l + B_h) / k^3$ , длинноволновой и коротковолновой, для каждой из которых предлагается параметризация,  $B_l$  и  $B_h$  соответственно. При этом для длинноволновой части спектра в [66], предложено использовать формулу Donelan-Pierson:

$$B_l = \frac{0.006}{2} \Omega^{0.55} \left( \frac{k}{k_p} \right)^{1/2} \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left( \frac{k}{k_p} \right)^2 (1.7 + 6 \log(\Omega)) \exp \left[ \frac{1}{2} \left( \frac{\sqrt{k} - \sqrt{k_p}}{0.08(1+4\Omega^3)\sqrt{k_p}} \right)^2 \right] \right\} \exp \left[ -\frac{\Omega}{\sqrt{10}} \left( \sqrt{\frac{k}{k_p}} - 1 \right) \right],$$

где  $\Omega$  - возраст волнения,  $k_p$  - значение волнового числа спектрального пика. Для коротковолновой части спектра в [66] использовалась формула:

$$B_h = \frac{10^{-2}}{2} \left( 1 + 3 \ln \frac{u_*}{c} \right) \frac{u_*}{c} e^{-\frac{1}{4} \left( \frac{k}{k_m} - 1 \right)^2}; k_m = \frac{2g}{(23cm/s)^2}. \text{ Скорость трения } u_* \text{ находится из}$$

соотношения  $U_{10}(z) = \frac{u_*}{\kappa_0} \ln \left( \frac{10}{z_0} \right)$ , определяющего логарифмический профиль приводного

ветра в условиях нейтральной стратификации. В данной формуле  $\kappa_0 = 0,42$  - постоянная

Кармана,  $z_0$  - мера шероховатости, определяемая по формуле Чарнока:  $z_0 = B_0 \frac{u_*^2}{g}$ , где

$B_0 = 3,5 \cdot 10^{-2}$ . Параметр возраста волнения определяется как  $\Omega = \frac{U_{10} \sqrt{k_p}}{\sqrt{g}}$ . Плотность

вероятности распределения уклонов морской поверхности  $P(\eta)$  описывается Гауссовой функцией, в которую входит дисперсия уклонов ветровых волн, определяемая через спектр крупномасштабных волн при  $k < k_d$ .

Скользящими углами зондирования будем называть углы  $\theta > 80^\circ$ . Как видно из приведенных выражений, характеристики взволнованной поверхности определяются двумя величинами: скоростью ветра на высоте 10 м ( $U_{10}$ ) и возрастом волнения ( $\Omega$ ). На основе двухмасштабной модели без учета обрушений было проведено численное моделирование УЭПР взволнованной поверхности при скользящих углах зондирования в зависимости от скорости ветра, угла зондирования и возраста волнения. Результаты расчетов приведены на рисунке 2.1.

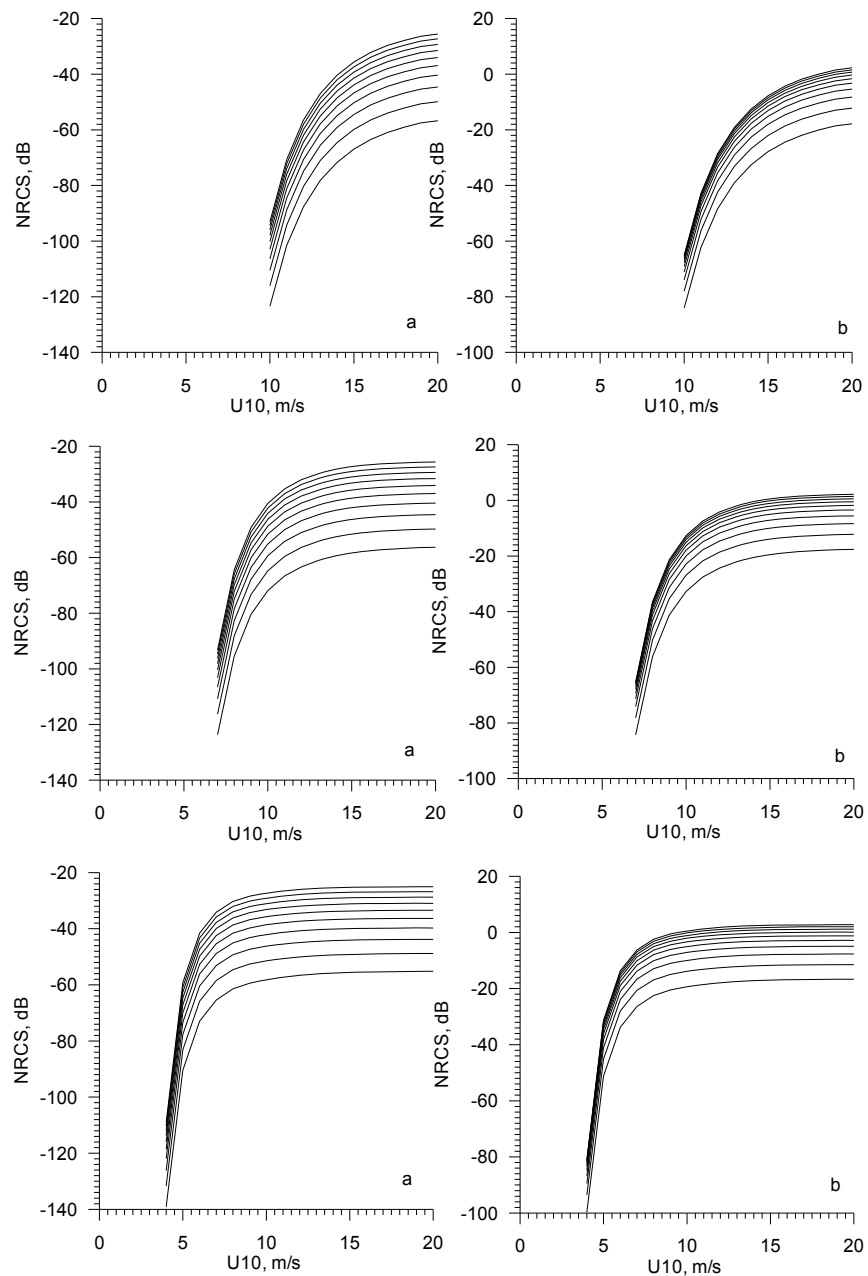


Рисунок 2.1. УЭПР морского волнения в зависимости от скорости ветра для возрастов волнения  $\Omega = 0.84$ ,  $\Omega = 1.2$ ,  $\Omega = 2$  сверху - вниз соответственно. Графики соответствуют углам зондирования от 80 до 89 градусов с шагом 1 градус. а – горизонтальная поляризация, б – вертикальная поляризация.

Данные графики демонстрируют выраженный пороговый характер зависимости УЭПР от скорости ветра. При достижении определенной скорости ветра УЭПР взволнованной поверхности резко возрастает и быстро выходит на насыщение. Пороговое значение скорости ветра зависит от возраста волнения, чем волнение моложе, тем меньше это значение (4-5 м/с для  $\Omega = 2$ , 7-8 м/с для  $\Omega = 1.2$ , 10-12 м/с для развитого волнения  $\Omega = 0.84$ ). Такая особенность объясняется характером зависимости дисперсии наклонов морского волнения от скорости ветра (рисунок 2.2). Развитое волнение более пологое, чем

молодое. Настоящие расчеты приведены без учета вклада обрушивающихся волн, который можно учесть только эмпирически. Для этого необходимо привлечь экспериментальные данные о радиолокационном зондировании при скользящих углах.

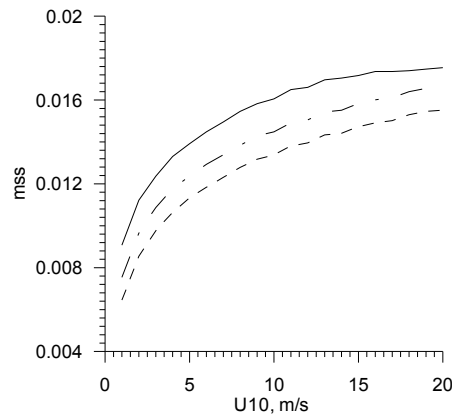


Рисунок 2.2 Дисперсия наклонов морского волнения в зависимости от скорости ветра для возраста волнения  $\Omega = 2$  - сплошная линия,  $\Omega = 0.84$  - пунктирная линия,  $\Omega = 1.2$  - штрихпунктирная линия.

К настоящему времени проведены многочисленные натурные эксперименты по исследованию взаимосвязи рассеивающих свойств взволнованной водной поверхности в радиоволновом диапазоне со статистическими параметрами волнения и приводного ветра, в том числе при участии автора диссертации. Радиолокационное зондирование взволнованной водной поверхности осуществлялось с помощью макета радиолокационной станции с цифровой регистрацией данных на базе морского навигационного радиолокатора Icom MR-1000. Данные в широком диапазоне скоростей ветра, длин и высот ветровых волн были получены в морских условиях в экспедициях на Черном и Карском морях.

Результаты обработки данных радиолокационного зондирования при зондировании навстречу ветру на Карском и Черном морях приведены на рисунке 2.3а.

Приведенные зависимости имеют пороговый характер, как и предсказывает композитная модель рассеяния. На рисунке 2.3а пороговое значение скорости ветра, при котором начинается резкий рост уровня отражения, составляет 4-5 м/с. Для прибрежных зон морей, в которых проводилось радиолокационное зондирование, характерно наличие молодого волнения, возраст которого трудно оценить. Однако, как показывают результаты моделирования для возраста  $\Omega = 2$ , пороговая величина скорости ветра оказывается близкой к наблюдаемому значению в эксперименте.

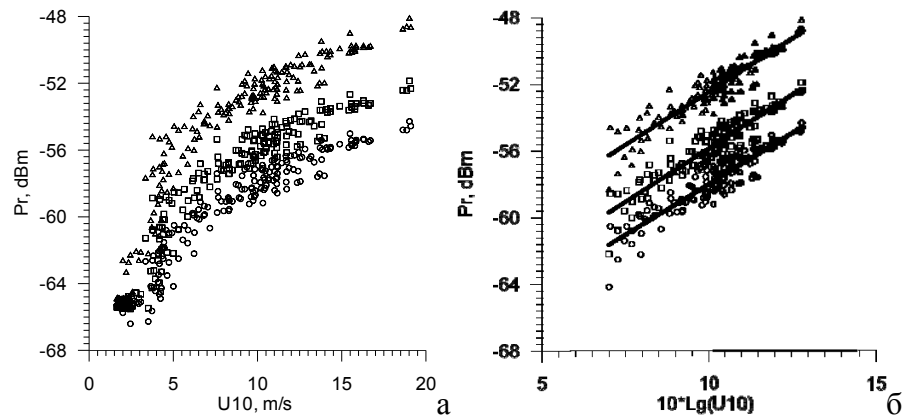


Рисунок 2.3 Зависимость мощности принятого радиолокационного сигнала от скорости ветра – а. Линейная аппроксимация по методу наименьших квадратов зависимости мощности принятого радиолокационного сигнала от скорости ветра – б. Угол зондирования 85 градусов – треугольники, 87,5 градуса – квадраты, 88,4 градуса – круги.

Зависимость мощности отраженного радиолокационного сигнала, которая пропорциональна УЭПР морской поверхности, хорошо описывается степенной функцией скорости ветра:  $\sigma_0 = A(\theta) \cdot U_{10}^{\delta(\theta)}$ . В работе [19] приведены значения показателя степени  $\delta(\theta)$  при углах зондирования от  $20^\circ$  до  $60^\circ$  для разных диапазонов длин радиоволн и зондирования на вертикальной поляризации, которые лежат в пределах от 0,34 до 2,36. Как показывает рисунок 2.3б, показатель степени для диапазона углов 85-89 градусов лежит в районе  $\delta(\theta) \approx 1,2$ . Аппроксимация проведена для данных, соответствующих скоростям ветра, превышающих пороговое значение 5 м/с.

При сопоставлении результатов моделирования УЭПР морской поверхности с экспериментальными данными в целом обнаруживается неплохое совпадение, однако скорость роста УЭПР с ростом скорости ветра несколько выше в эксперименте, чем в теории двухмасштабного рассеяния. Это связано с неучтенным вкладом обрушивающихся волн. В настоящий момент времени величина отражения от обрушивающихся волн  $\sigma_{0b}$  и величина  $q$  являются предметом исследований (см. формулу (1.3)). В работе [21] рассматриваются эмпирические выражения для  $\sigma_{0b}$  и  $q$  применительно к умеренным углам зондирования. Для решения данной задачи при скользящих углах необходимо привлечение экспериментальных данных. Вид зависимости УЭПР от скорости ветра в данном случае будет определяться параметром  $q$  - долей морской поверхности, покрытой обрушениями.

Используя данные работы [67] была получена зависимость доли морской поверхности покрытой обрушениями от скорости ветра. На рисунке 2.4а проведена

полиномиальная аппроксимация следующей формулой:  $q(\%) = -0.4 + 0.05U_{10} + 0.006U_{10}^2$ . Такая аппроксимация дает значения, согласующиеся с результатами лабораторных измерений доли обрушающегося волнения с помощью скаттерометра X - диапазона [68].

В работе [21] дается выражение для УЭПР единичной обрушающейся волны в зависимости от угла зондирования:  $\sigma_{ob}(\theta) = (\sec^2 \theta / s_{wb}^2) \exp(-\tan^2 \theta / s_{wb}^2) + \varepsilon_{wb} / s_{wb}^2$ . Для скользящих углов оно принимает вид:  $\sigma_{ob} \approx \frac{\varepsilon_{wb}}{s_{wb}^2}$ , где  $\varepsilon_{wb} = 0.005$  – определяет отношение

ширины обрушения к длине обрушивающегося фронта,  $s_{wb}^2 = 0.19$  – среднеквадратичный уклон шероховатостей в зоне обрушения. В предлагаемой в настоящей диссертации эмпирико-теоретической модели предлагается использовать выражение для УЭПР

единичной обрушающейся волны следующего вида:  $\sigma_{ob} \approx a(\theta) \frac{\varepsilon_{wb}}{s_{wb}^2}$ , где  $a(\theta)$  -

коэффициент, зависящий от угла зондирования, являющийся единственным подгоночным параметром. Таким образом, УЭПР взволнованной водной поверхности при зондировании под скользящими углами предлагается определять по формуле:

$\sigma_0 = \sigma_{0R} (1.4 - 0.05U_{10} - 0.006U_{10}^2) + a(\theta) \frac{\varepsilon_{wb}}{s_{wb}^2} (-0.4 + 0.05U_{10} + 0.006U_{10}^2)$ , где  $\sigma_{0R}$  - УЭПР,

вычисляемая по общепринятой двухмасштабной модели.

Опираясь на описанные выше эмпирические соотношения, была промоделирована зависимость УЭПР от скорости ветра для горизонтально поляризованного излучения при скользящих углах зондирования с учетом обрушений. При очень малых углах зондирования на величину УЭПР может оказывать влияние эффект затенения некоторых участков водной поверхности гребнями волн, который учитывается при численном моделировании. На рисунке 2.4б проводится сопоставление результатов зондирования навстречу ветру с расчетами с помощью предложенной автором диссертации эмпирической модели, учитывающей вклад от обрушивающихся ветровых волн. Наблюдается хорошее согласие результатов расчета по разработанной модели с экспериментальными данными, полученными с помощью судовой РЛС. Вклад рассеяния от обрушений в суммарную УЭПР взволнованной водной поверхности достигает 6 дБ.

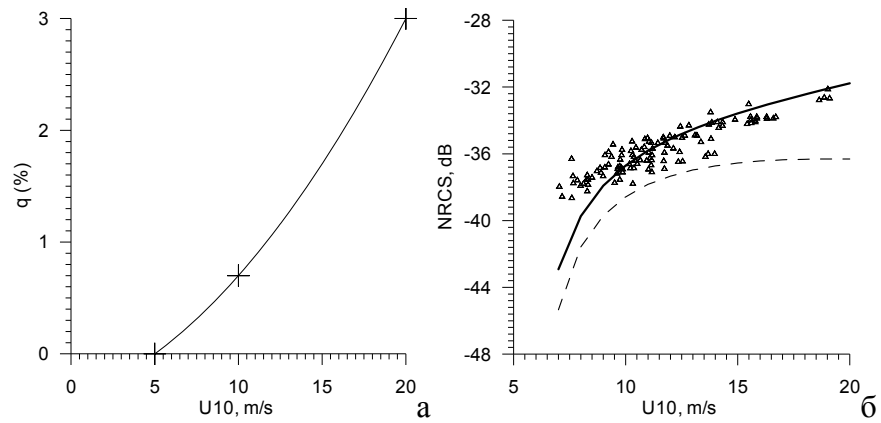


Рисунок 2.4. Зависимость доли морской поверхности покрытой обрушениями от скорости ветра – а. Сопоставление экспериментальных данных с результатами эмпирико-теоретической модели – б. Угол зондирования 85 градусов. Пунктирная линия – двухмасштабная модель, сплошная линия – модель с учетом обрушений, символы – экспериментальные данные.

## § 2.2 Алгоритмы определения параметров ветра, волнения и течения.

Радиолокационные станции кругового обзора, данные которых лежат в основе разработанных алгоритмов, работают в импульсном режиме с длительностью импульса 80 нс, что обеспечивает пространственное разрешение 12 м. Угловое разрешение определяется шириной диаграммы направленности антенны и в зависимости от используемой РЛС Furuno 1942-Mk2 или Icom MR-1000 составляло 1,9 или 4 градуса, соответственно. В вертикальной плоскости ширина диаграммы направленности у обеих РЛС составляет 22°. После излучения импульса РЛС принимает эхосигнал на ту же антенну. Частота следования импульсов около 2,1 кГц, скорость вращения антенны 24 или 35 оборотов в минуту. Блок АЦП для РЛС, разработанный в ИПФ РАН, позволяет оцифровывать РЛ сигнал с частотой 25 МГц. Запись 1000 последовательных значений эхосигнала и синхроимпульсов оборота и излучения осуществляется на персональный компьютер. В результате последующей обработки выводятся радиолокационные панорамы морской поверхности  $I(x, y, t)$  за один или несколько оборотов антенны РЛС. Морское волнение на РЛ панорамах проявляется в виде полосатой структуры с меняющейся интенсивностью при условии присутствия ветровой волны или волны зыби с длиной больше двух разрешений РЛС по дальности. Длинные волны становятся видимыми на РЛ панорамах за счет модуляции угла зондирования уклонами длинных волн, за счет гидродинамической модуляции, а также за счет концентрации обрушений на гребнях длинных волн. Временные серии РЛ панорам морской поверхности  $I(x, y, t)$

обрабатываются с помощью 3х мерного Фурье преобразования  $\hat{S}(k_x, k_y, \omega) = \iiint I(x, y, t) \cdot e^{-i\omega t} e^{i(k_x x + k_y y)} dx dy dt$ , в результате чего получается трехмерный спектр РЛ изображений. Одномерные пространственные, частотные или угловые спектры получаются путем интегрирования по оставшимся переменным. На рисунке 2.5 приведено схематичное представление алгоритмов восстановления параметров подстилающей поверхности по данным судовой РЛС. Основная идея заключается в нахождении максимумов одномерных спектров радиолокационных изображений, которые определяют значения волнового числа  $k_p$ , частоты  $\omega_p$  и направления распространения  $\theta_p$  энергонесущей (пиковой) поверхностной волны. На рисунке 2.6 приведены одномерные пространственный и угловой спектры РЛ изображений и проведено сравнение с модельными спектрами Пирсона-Московица и Артура [69]. Наблюдается подобие спектров в области волновых чисел вблизи спектрального пика и в области углов, соответствующих генеральному направлению распространения ветровых волн. Спектральный максимум углового распределения соответствует направлению распространения волнения.

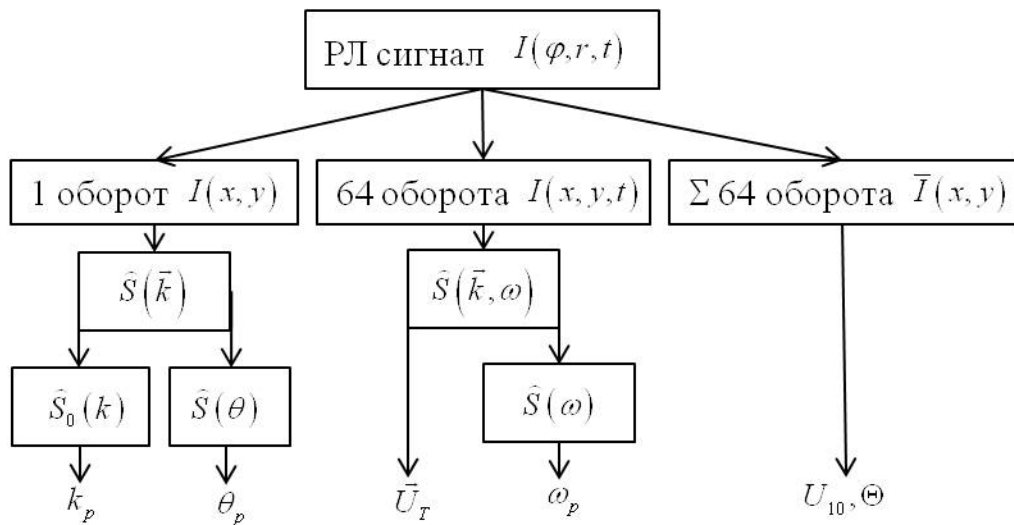


Рисунок 2.5. Схематичное представление алгоритмов восстановления параметров подстилающей поверхности по данным судовой РЛС.



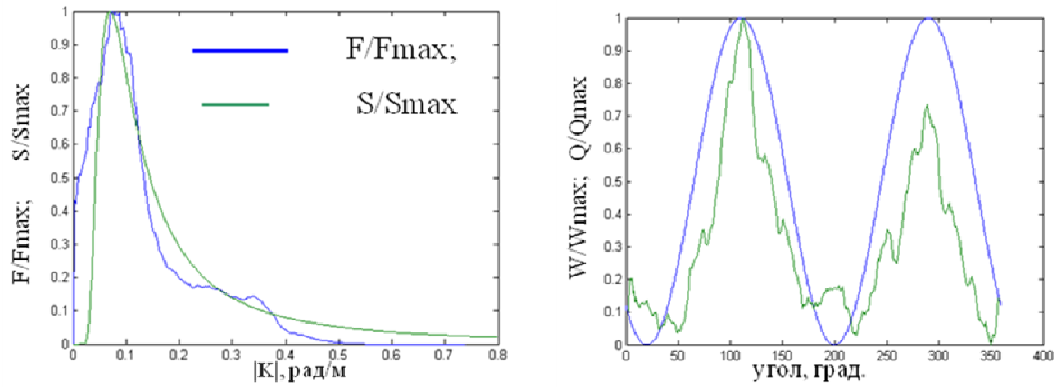


Рисунок 2.6. Сравнение углового и пространственного спектров РЛ изображения и модельного спектра возвышений морской поверхности на основе спектра Пирсона-Московитца для  $U_{10} = 9,5$  м/с и углового спектра Артура.

Для определения скорости и направления ветра используются усредненные по нескольким оборотам РЛ данные, на которых флуктуации РЛ сигнала, связанные с волнением исчезают (рисунок 2.7). Значение скорости ветра можно восстановить, используя результаты § 2.1, где было показано, что зависимость УЭПР морской поверхности хорошо описывается степенной функцией скорости ветра  $\sigma_0 = A(\theta) \cdot U_{10}^{\delta(\theta)}$ .

Скорость ветра можно определить по формуле  $U_{10} = \left( \frac{\sigma_0}{A(\theta)} \right)^{1/\delta(\theta)}$ , где  $\delta(\theta) \approx 1,2$ , а коэффициент  $A(\theta)$  определяется с помощью калибровки РЛС на новом месте установки по нескольким значениям скоростей ветра. Направление скорости ветра определяется по направлению максимального уровня рассеяния РЛ сигнала, соответствующего зондированию навстречу ветру.

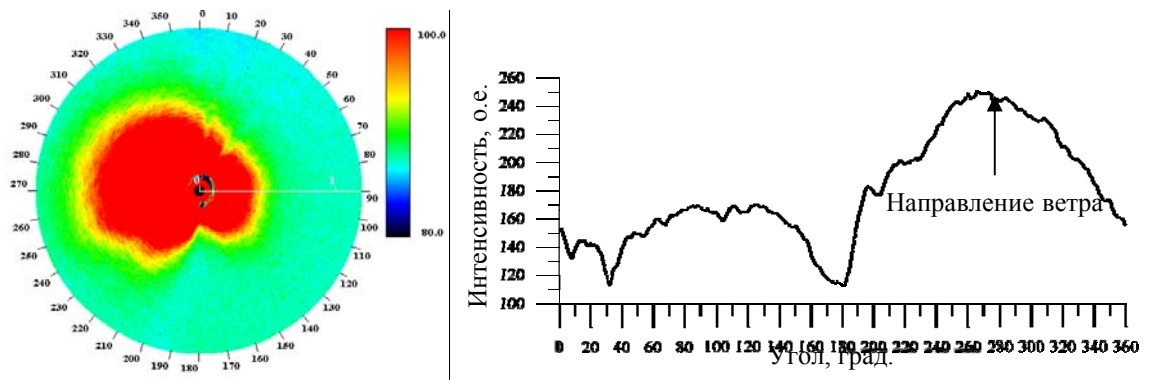


Рисунок 2.7. Усредненная за 64 оборота РЛ панорама морского волнения радиусом 1200 м – слева, азимутальный разрез РЛ панорамы на дальности 200 м – справа.

Определение скорости и направление течения по данным судовой РЛС Furuno 1942-МК2 описано в работе [17], [40]. Данный метод основывается на анализе пространственно-временного спектра РЛ изображения. Отфильтровав спекл-шум [70] можно получить кривые, совпадающие с дисперсионными кривыми для гравитационных волн на поверхности воды. Скорость и направление течения определяется по сдвигу спектрального пика, для которых достигался максимум интеграла по профильтрованному спектру  $I(U, \alpha) = \int_{k_1}^{k_2} \int_{\omega_1}^{\omega_2} \hat{S}(k_0, \omega) dk_0 d\omega$ .

Далее описывается метод определения кинематических характеристик энергонесущей части спектра ветрового волнения на примере данных судовой РЛС, полученных в Белом море. Судовая радиолокационная станция (РЛС) Furuno 1942 МК2 устанавливалась на пеленгаторной палубе научно-исследовательского судна “Эколог” на высоте 8 метров над уровнем моря. Описание метода рассматривается на примере данных, полученных 31.07.2011 в Белом море. НИС “Эколог” двигалось со скоростью около 5 м/с в направлении 225 градусов (см рисунок 2.8). Скорость ветра за время эксперимента менялась от 9 до 10,5 м/с в направлении С-СЗ (см рисунок 2.9).

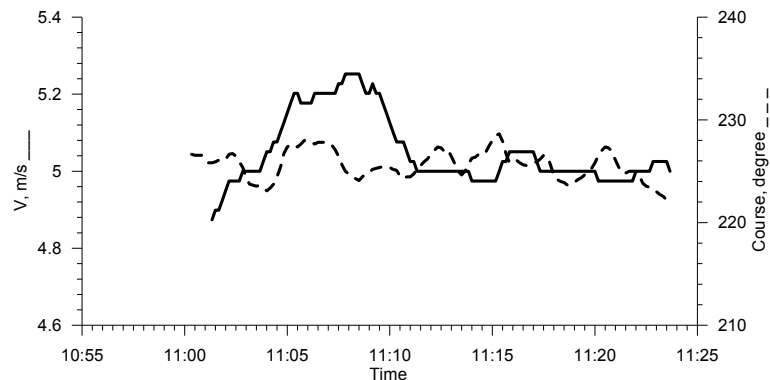


Рисунок 2.8. Скорость и направление движения судна.

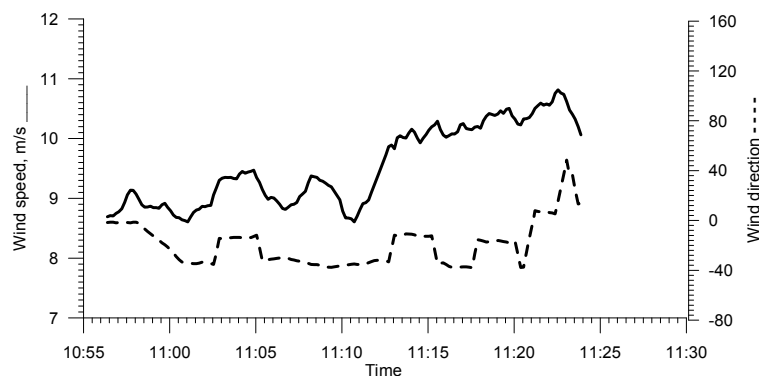


Рисунок 2.9. Скорость и направление ветра.

При работе РЛС в режиме кругового обзора была получена серия круговых панорам отраженного радиолокационного сигнала. На рисунке 2.10 приведены усредненные за 64 оборота антенны РЛ панорамы в разные интервалы времени. Для указанных интервалов времени проводилась спектральная обработка серии РЛ панорам методом 3-х мерного Фурье-преобразования. В результате обработки были получены двухмерные и трехмерные спектры РЛ изображений. Результаты обработки приведены в таблице 1, где приведены следующие обозначения:  $V$  – скорость судна,  $u$  – скорость ветра,  $\alpha_s$  - направление выбора окна Фурье преобразования относительно носа судна,  $\varphi_w$  - направление распространения поверхностной волны относительно носа судна,  $k_p$  - волновое число, соответствующее максимальному уровню спектральной плотности при трехмерном Фурье преобразовании,  $\omega_p$  - частота, соответствующая максимальному уровню спектральной плотности при трехмерном Фурье преобразовании,  $\Omega = \omega_p + k_p \cdot V \cos(\varphi_w)$  - частота поверхностных волн в неподвижной системе отсчета,  $\Omega_0 = \sqrt{gk_p}$  - частота поверхностных волн согласно дисперсионному соотношению,  $C = \frac{g}{\omega_p u}$  - возраст волнения,  $\Delta = \frac{\Omega - \Omega_0}{k_p}$  - поправка, которую могут давать течения и ошибки в измерении скорости судна, а также погрешности метода. Часть величин являются входными параметрами алгоритма, это в частности скорость движения судна  $V$  и направление выбора окна Фурье преобразования  $\alpha_s$ , величины  $\varphi_w, k_p, \omega_p$  определены по результатам работы алгоритма по максимумам соответствующих спектров РЛ изображений. Величины  $\Omega, \Omega_0, C, \Delta$ , вычисляются по приведенным выше выражениям. Значение скорости ветра в алгоритме не используется.

Таблица 1.

№	Время	$V$ , м/с	$u$ , м/с	$\alpha_s$ , °	$\varphi_w$ , °	$k_p$ , рад/м	$\omega_p$ , рад/с	$\Omega$ , рад/с	$\Omega_0$ , рад/с	$C$	$\Delta$ , м/с
1	11:01:20-11:03:50	5	9	180	180	0.165	0.4517	1.277	1.272	1.17	0.03
2	11:01:20-11:03:50	5	9	205	200	0.17	0.4517	1.25	1.29	1.15	-0.23
3	11:11:00-11:13:30	5	9	180	190	0.14	0.4993	1.189	1.171	1.1	0.12
4	11:11:00-11:13:30	5	9	220	200	0.13	0.4563	1.067	1.129	0.98	-0.47
5	11:20:00-	5	10.5	180	180	0.13	0.4563	1.106	1.129	1.18	-0.18

11:22:30									
----------	--	--	--	--	--	--	--	--	--

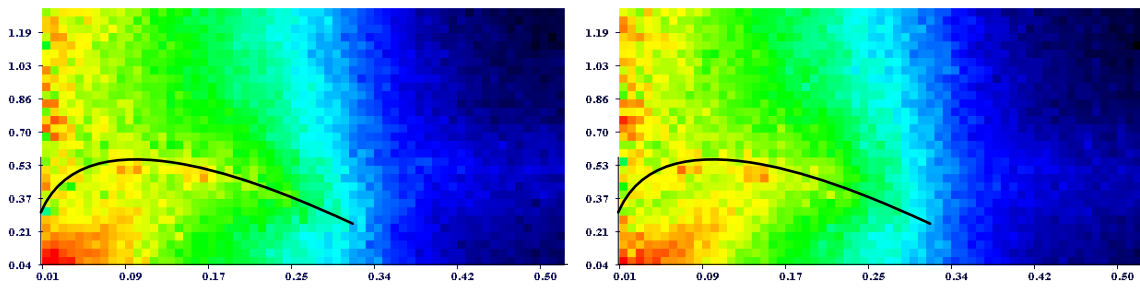
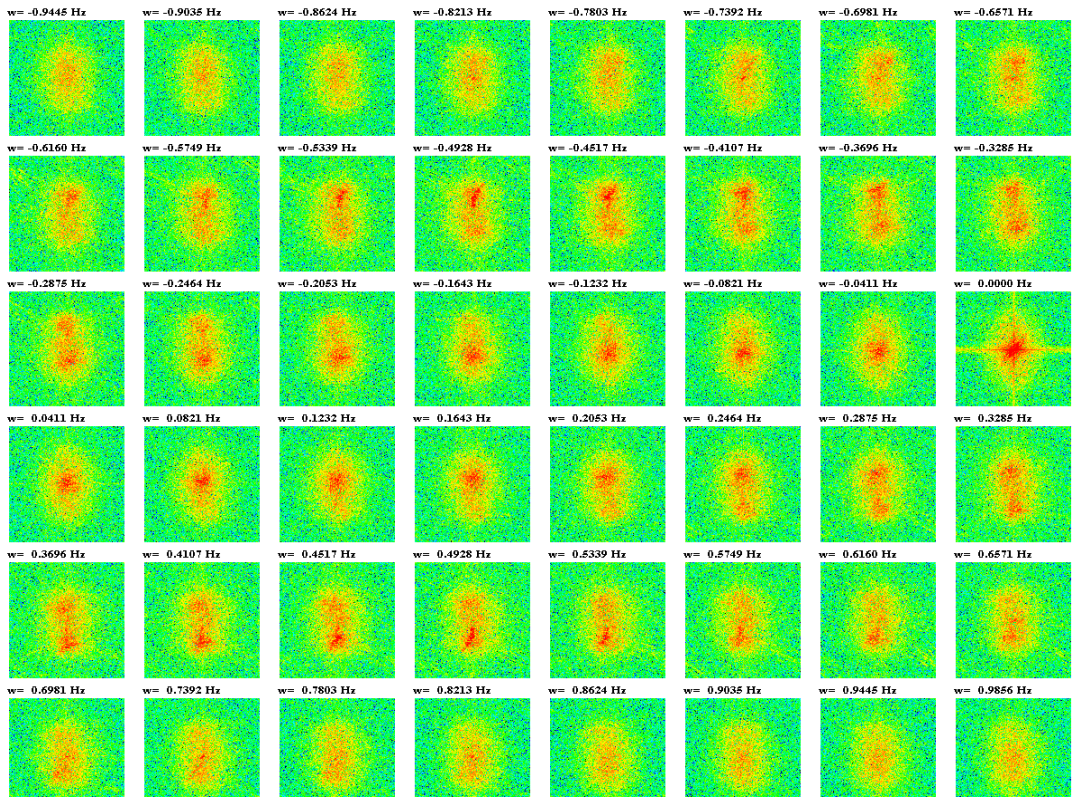
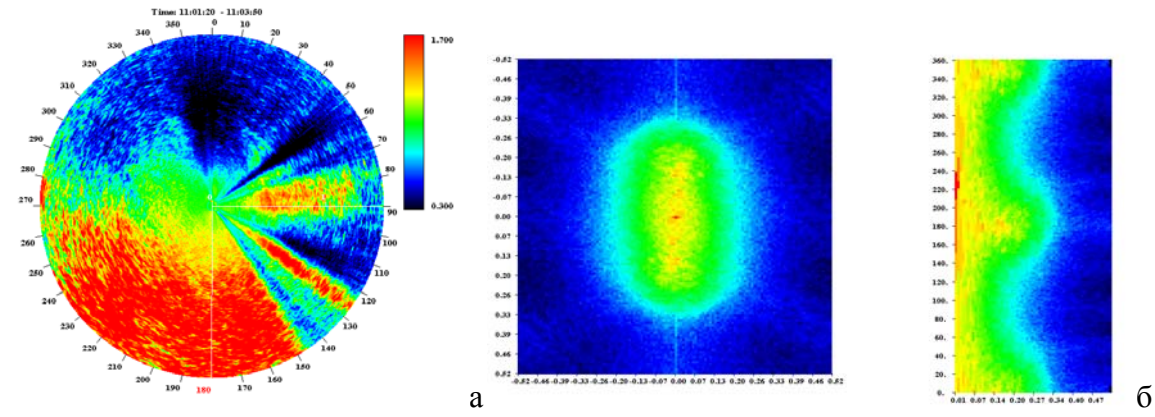


Рисунок 2.10. Иллюстрации к эксперименту №1. а – круговая РЛ панорама, усредненная за 64 оборота антенны, радиус панорамы 1500 м. б – двумерный пространственный спектр в осях  $k_x, k_y$  и  $|k|, \varphi$ . в – сечение трехмерного спектра при разных  $\omega$ . г -  $\omega - k$ -спектр, ось абсцисс  $k$ , ось ординат  $\omega$ , слева положительные частоты, справа - отрицательные. Линия

на рисунке г - дисперсионная кривая для гравитационных поверхностных волн с учетом движения судна.

Далее приводится описание еще одного метода определения кинематических характеристик энергонесущих ветровых волн по данным РЛС из работы [71]. Данный метод опирается на анализ радиолокационных панорам в координатах дальность-время и приводится здесь для сравнения. Панорамы в координатах дальность-время являются результатом обработки серии круговых панорам, при которой из каждого оборота антенны РЛС выбирается определенный сектор, в котором происходит усреднение сигнала – тем самым реализуется режим бокового обзора. На рисунке 2.11 приведены основные обозначения:  $\vec{V}$  - скорость судна,  $\vec{U}$  - скорость поверхностной волны,  $\lambda$  - длина волны в направлении зондирования  $\alpha_0$ ,  $\lambda_0$  - длина поверхностной волны,  $\gamma_0$  - направление распространения поверхностной волны относительно севера,  $\psi$  - курс судна.

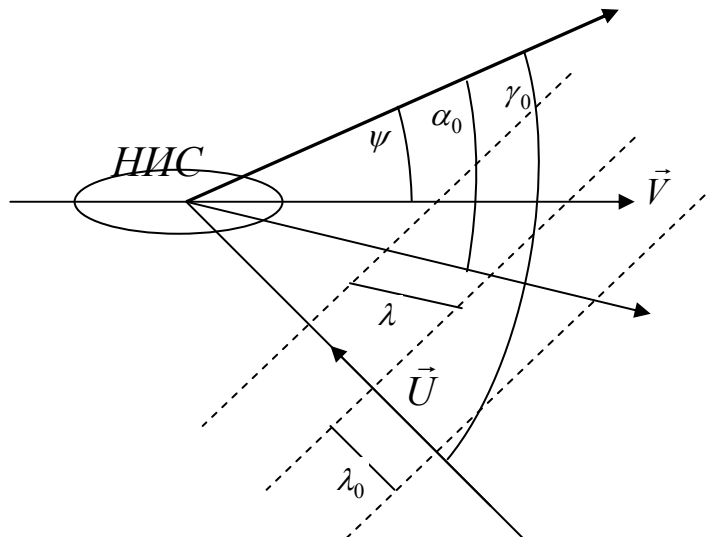


Рисунок 2.11. Схема наблюдений РЛС.

При такой методике наблюдения экспериментальные данные можно представить в виде панорам в координатах дальность время (см. рисунок 2.12). Поверхностное волнение в этом случае проявляется в виде периодических полос с наклоном  $\beta$ . Тангенс наклона полос вычисляется из экспериментальных панорам по формуле  $\text{tg}(\beta) = \frac{\lambda}{V\Delta t}$ .

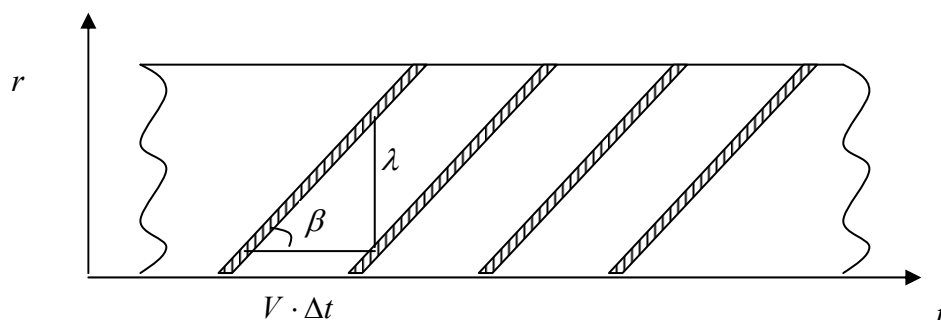


Рисунок 2.12. Схематичная панорама в координатах дальность время.

Наклон полос на РЛ панорамах определяется как скоростью движения судна и углом зондирования, так и параметрами поверхностной волны. После несложных выкладок можно получить простое выражение, связывающее скорость поверхностной волны и направление её распространения с параметрами эксперимента (скоростью движения судна и направлением зондирования):

$$\operatorname{tg}(\beta) = \frac{\lambda}{V\Delta t} = \frac{U/V - \cos(\gamma)}{\cos(\alpha - \gamma)}.$$

Длина поверхностной волны вычисляется по формуле:  $\lambda_0 = \lambda \cos(\alpha - \gamma)$ . Данные уравнения разрешаются при двух углах зондирования.

Пример работы метода демонстрируется на данных, описанных выше. Радиолокационные панорамы в координатах дальность время приведены на рисунках для трех секторов. Результаты применения указанного метода приведены в таблице 2. В таблице следующие обозначения:  $\alpha$  - направление сектора зондирования относительно носа судна,  $\gamma$  - угол распространения волны относительно носа судна,  $U_0 = \sqrt{\frac{g\lambda_0}{2\pi}}$  - скорость поверхностной волны, вычисленная по дисперсионному соотношению.

Таблица 2.

$\alpha, ^\circ$	$V, \text{ м/с}$	$\operatorname{tg}(\beta)$	$\gamma, ^\circ$	$\lambda, \text{ м}$	$\lambda_0, \text{ м}$	$U, \text{ м/с}$	$U_0, \text{ м/с}$
160-180	5	-0.486	200	34	30	6.8	6.84
180-200	5	-0.572	155	38	31	6.9	6.95
0-20	5	0.427	150	40	31	6.2	6.95

При сравнении кинематических характеристик поверхностных ветровых волн энергонесущего диапазона вычисленных разными методами, можно увидеть, что они близки между собой. Следует отметить, метод обработки радиолокационных панорам в координатах дальность-время менее точен и его результат может зависеть от ряда параметров, в то время как трехмерное Фурье преобразование более универсально. Вероятно, с этим связаны более низкие значения для длины волны и скорости её распространения, полученные вторым метод.

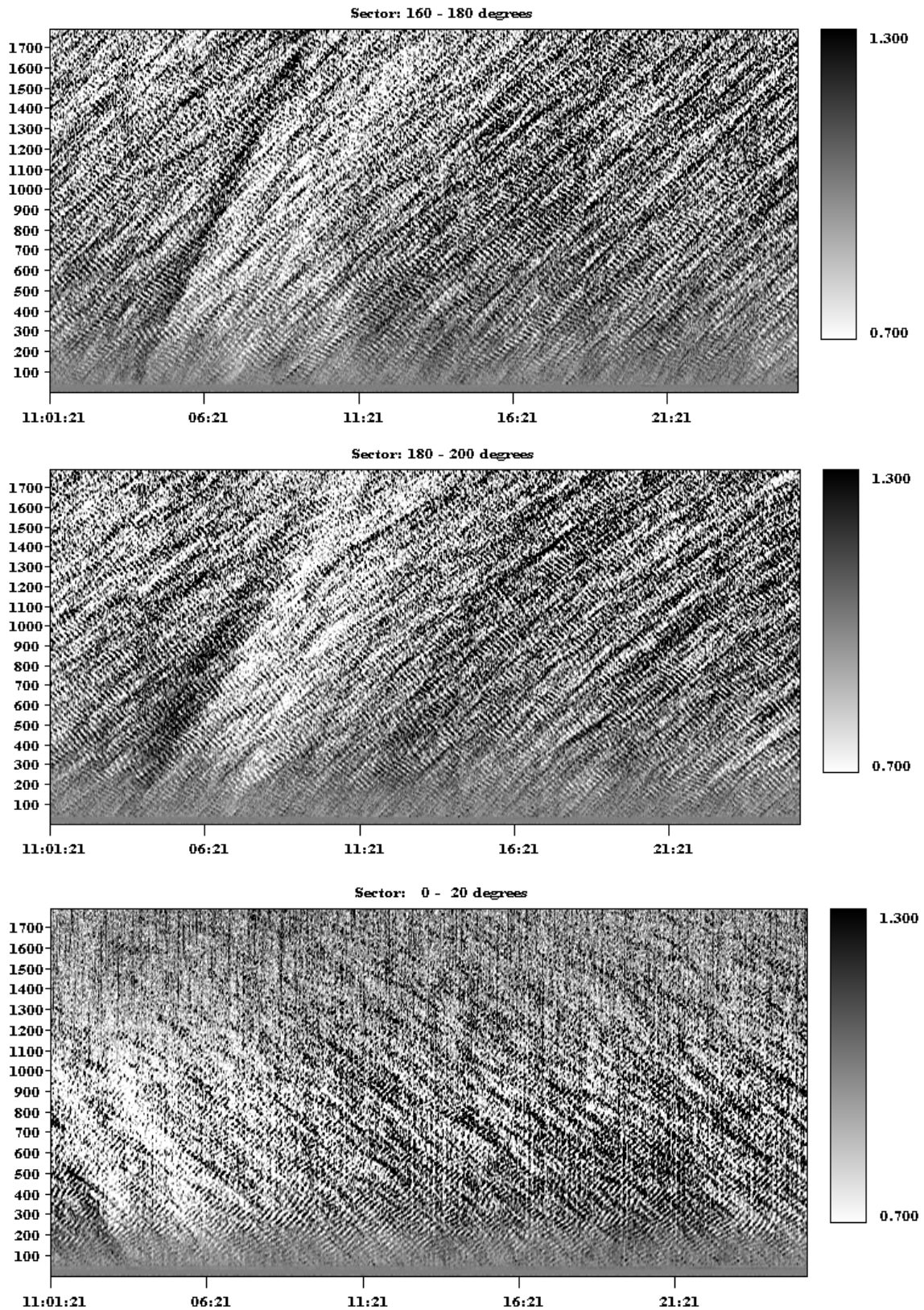


Рисунок 2.13. Иллюстрации к таблице 2. Радиолокационные панорамы в координатах дальность (ось ординат) – время (ось абсцисс). Сектора (сверху - вниз) 160 – 180 градусов, 180 – 200 и 0 - 20 градусов.

### § 2.3 Исследование особенностей растекания искусственного слика с помощью радиолокационного зондирования под скользящими углами.

Проблеме дистанционного зондирования морской поверхности посвящено множество отечественных и зарубежных работ (см., например, [72] и цитируемую литературу). Такой интерес связан как с интенсивным развитием измерительной аппаратуры, в том числе для установки на искусственных спутниках Земли, так и с особой важностью проблемы загрязнения вод Мирового океана – необходимостью разработки новых методов дистанционного мониторинга загрязнений и приповерхностных процессов в океане. В значительной части работ, посвященных детектированию пленочных загрязнений на морской поверхности (сликов), используются данные активного дистанционного зондирования в СВЧ-диапазоне, такие как данные радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) [3], базирующихся на самолетах и спутниках, а так же данные морских навигационных радиолокационных станций (РЛС), установленных на нефтяных платформах и судах. Последние позволяют исследовать динамику поверхностного загрязнения. Детектирование пленок ПАВ с помощью навигационных РЛС в последнее время занимает важное место в экологическом мониторинге деятельности нефтедобывающих морских платформ. Такие известные коммерческие системы как MIROS и sigma S6 успешно выполняют задачу обнаружения нефтяных загрязнений в морских условиях [<http://www.miros.no/>, <http://rutter.ca/sigma-s6>].

Известно, что пленки ПАВ становятся видимыми на радиолокационных изображениях морской поверхности, получаемых в СВЧ-диапазоне, благодаря гашению ими определенного участка спектра ветровых волн. Существуют модели, позволяющие оценивать радиолокационные контрасты для разных типов ПАВ (см., например, [4]).

Исследование динамики пленок ПАВ представляет большой интерес, связанный с необходимостью обнаружения загрязнений на морской поверхности (например, нефтяных разливов), прогнозированием вероятных сценариев дальнейшего развития ситуации и необходимостью идентификации вещества загрязнителя. Важнейшим и наиболее простым, с точки зрения определения, параметром пленочных сликов является их характерный размер [41]. Общепринятые теоретические модели разделяют процесс растекания пятен на характерные временные отрезки (режимы растекания). Каждый режим растекания соответствует тому или иному физическому механизму [42]. Важность данных исследований связана с изучением возможностей наблюдения пленочных сликов из космоса, оценки возраста пятна на основе анализа его формы и прогноза дальнейшей эволюции. Общеизвестной моделью растекания под действием сил поверхностного



натяжения и вязких сил является модель Фэя (см., например, [73] и цитированную литературу), которая, однако, не описывает асимметрию пятна пленки (слика) в процессе его растекания. В работах [74], [75] предложена физическая модель, описывающая асимметрию растекания пленок – вытягивания пленочных сликов по ветру, за счет действия индуцированных ветровыми волнами напряжений, выводы модели удовлетворительно согласуются с результатами выполненных экспериментов, по крайней мере, на не слишком больших временах растекания.

В данном параграфе диссертационной работы описывается обнаружение нового эффекта – перехода на достаточно больших временах от режима растекания пленки к режиму ее сжатия с последующим установлением стационарного состояния – стационарного масштаба пятна. Приведены результаты наблюдений эффекта компрессии пленки, предложено физическое объяснение эффекта, основанное на действии индуцированных ветровыми волнами напряжений и учете изменения характеристик пленки в процессе ее растекания.

Экспериментальные исследования были проведены на Горьковском водохранилище 26 августа 2014 года в районе аванпорта. Метеорологическая обстановка фиксировалась при помощи метеостанции Vantage Pro 2 фирмы Davis Instruments. Во время проведения эксперимента наблюдался юго-западный ветер со скоростью 4 м/с. Температура воздуха оставалась постоянной, около 17,7 градусов Цельсия (см. рисунок 2.14).

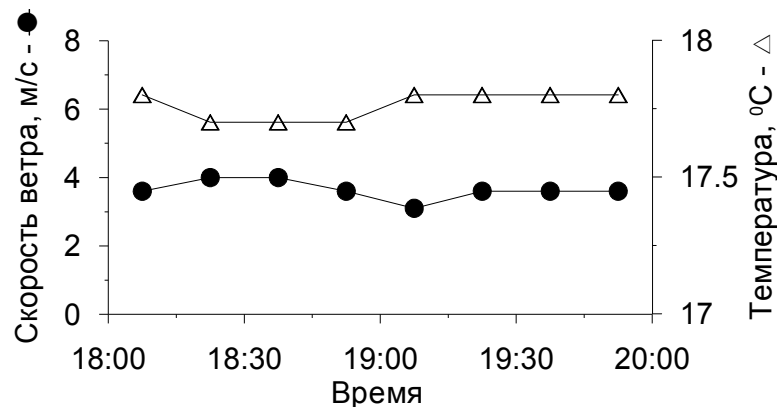


Рисунок 2.14. Скорость ветра и температура воздуха на высоте 12 м за время проведения эксперимента.

Измерительная аппаратура была установлена на маяке аванпорта на высоте 12 м от поверхности воды. РЛС Icom MR-1200 обладала следующими техническими характеристиками: мощность излучения 4 кВт, частота излучения 9,4 ГГц, горизонтальная поляризация излучения и приема, ширина диаграммы направленности антенны в

вертикальной плоскости  $22^\circ$ , в горизонтальной плоскости  $4^\circ$ . РЛС работала в режиме кругового обзора синхронно с видеокамерой GoPro с 17:30 до 20:00.

Разлив пятна осуществлялся с плавучей лаборатории ИПФ РАН “Геофизик” в 18:38 на удалении 450 метров западнее от маяка, в качестве ПАВ, имитирующего поверхностное загрязнение, использовался спиртовой раствор чистой олеиновой кислоты (1:1), общий объем разлитого ПАВ составил 0,75 литра. Олеиновая кислота имеет плотность  $0.9 \text{ г/см}^3$ , поверхностное натяжение пленки на воде около  $40 \text{ мН/м}$ , растворяется/смешивается с этанолом. Разлив ПАВ осуществлялся при движении судна по спирали, начальная площадь пятна составила  $1,3 \times 10^4 \text{ м}^2$ , что соответствует толщине пленки  $6 \times 10^{-8} \text{ м}$ , далее растекание идет до мономолекулярного слоя  $10^{-9} \text{ м}$ . Средняя скорость перемещения центра слика составила  $7 \text{ см/с}$ , что соответствует скорости течения в данном районе по результатам предыдущих измерений.

Эффект гашения коротковолновой части спектра ветрового волнения пленочными загрязнениями приводит к появлению контраста, отличного от фонового значения, на радиолокационных изображениях поверхности водоема. В случае зондирования под скользящими углами условиям брэгговского резонансного рассеяния удовлетворяет поверхностная волна с длиной  $\lambda = \lambda_r / 2$ , равной  $1,6 \text{ см}$ , где  $\lambda_r$  - длина волны излучения равная  $3,2 \text{ см}$ . На рисунке 2.15а приведена фотография слика на поверхности Горьковского водохранилища. В области, занятой пятном, наблюдается выглаживание коротких ветровых волн. Радиолокационная (РЛ) панорама, соответствующая по времени фотографии на рисунке 2.15а, приведена на рисунке 2.15б. Яркие полосы и пятна соответствуют повышенному отражению от конструкций мола и берега, а так же от проходящих судов. Размер радиолокационного изображения, наложенного на карту интернет сервиса [maps.yandex.ru](https://maps.yandex.ru), составляет  $2 \times 2 \text{ км}$ . ПАВ разливалось западнее маяка (место установки РЛС в центре рисунка 2.15б) и с течением времени пятно трансформировалось и смещалось в сторону аванпорта.

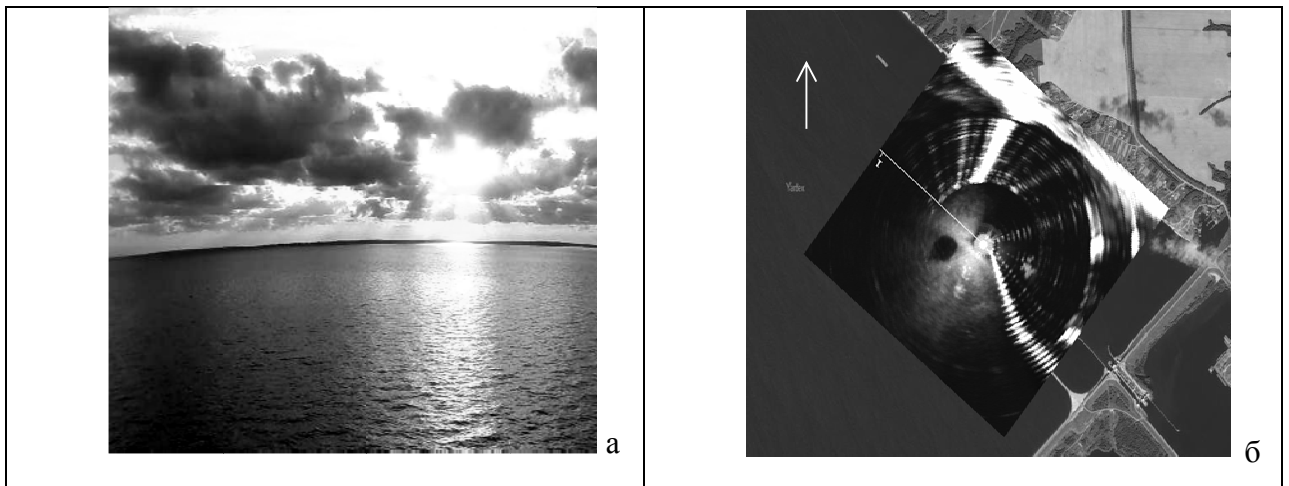


Рисунок 2.15. Слик на поверхности Горьковского водохранилища на фотографии (а) и на радиолокационной панораме (б). Белая стрелка указывает направление на север.

Для детального анализа динамики слика на РЛ панораме выбиралась область  $600 \times 600 \text{ м}^2$ , радиолокационный сигнал в которой нормировался на фоновые значения интенсивности рассеяния. В результате данной обработки угловая зависимость рассеяния полностью исчезает, остаются лишь флуктуации сигнала, связанные с отражением от ветрового волнения, и область искусственного слика становится хорошо различима. Нормированная РЛ панорама приведена на рисунке 2.16а. Последующая обработка заключалась в выделении на каждой РЛ панораме площади, занятой пятном ПАВ с помощью порогового метода и определении её геометрических параметров.

Контурные двух пятен в разные моменты времени приведены на рисунке 2.16. На начальном этапе площадь слика увеличивалась, и центр смещался в направлении практически перпендикулярном к ветру. Направление смещения центра слика вероятно связано с течениями в данном районе.

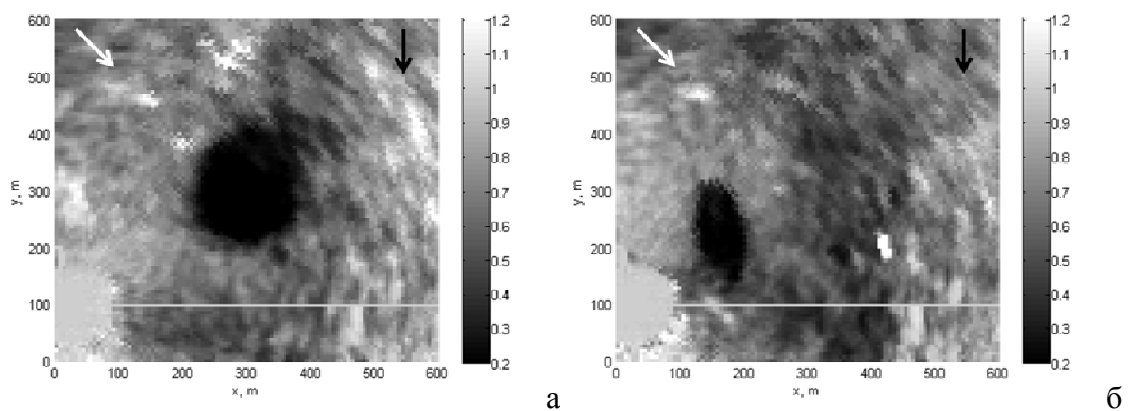


Рисунок 2.16. Нормированные РЛ панорамы в разные моменты времени: а – 19:00, б – 19:50. Белая стрелка указывает направление на север, черная стрелка – направление ветра.

На начальных этапах процесса растекания (времена 18:35–18:45) форма пятна была близка к круговой, его площадь увеличивалась по закону, близкому к  $t^{3/2}$ . На более поздней стадии (времена порядка 18:45–19:05) проявился эффект асимметрии растекания: поперечная по отношению к направлению скорости ветра ось пятна росла медленнее, зависимость же от времени продольной оси оставалась примерно той же, что и раньше [76]. Наконец, после достижения максимального значения (около 19:10) площадь пятна стала уменьшаться со временем, это было обусловлено уменьшением поперечной оси при практическом постоянстве продольной. После 19:20 площадь оставалась практически постоянной (см. рисунок 2.17).

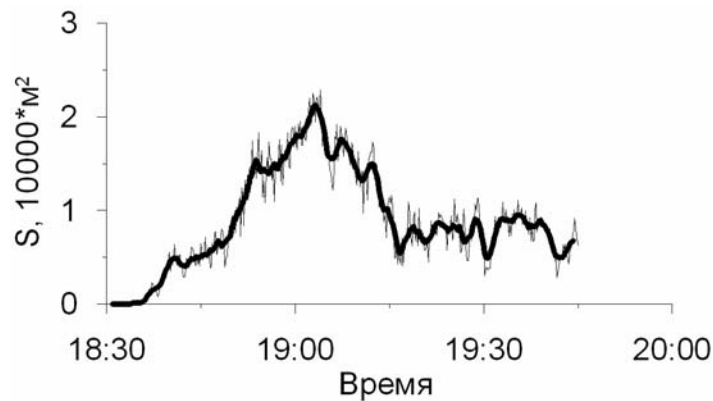


Рисунок 2.17. Зависимость площади пятна от времени.

Объяснение явления асимметричного растекания пленочных сливок, предложенное в работах [74], [75] основано на учете действия на пленку поверхностных напряжений, индуцируемых ветровыми волнами, распространяющимися под углами к направлению ветра. Эти напряжения существенно увеличиваются в области слика и зависят от коэффициента затухания волн, определяемого характеристиками пленки ПАВ. Добавочные по сравнению с чистой водой индуцированные напряжения в слике складываются с вязкими напряжениями и направлены против действия сил поверхностного натяжения, приводящих к растеканию пленки. Это приводит к замедлению растекания пленки в поперечном к ветру направлении и, таким образом, к асимметрии роста осей слика. Уравнение, определяющее динамику растекания, имеет вид [74]:

$$\Delta\sigma - \alpha \frac{\mu\Delta x}{t\sqrt{vt}} \Delta x - F_{induced} \approx 0 \quad (2.1)$$

Уравнение (2.1) выражает баланс сил, действующих на пленку с нулевой массой, а именно, силу поверхностного натяжения на единицу длины границы пленки, равную разности  $\Delta\sigma$  коэффициентов поверхностного натяжения на чистой воде и в области пленки, силу вязкого трения (второе слагаемое в (2.1)) и нормальную к границе слика

компоненту индуцированной волнами силы  $F_{induced}$ . В (2.1)  $\alpha$  - эмпирический коэффициент, определяемый сложной структурой погранслоя под пленкой вблизи границы сликa,  $\Delta x$ - длина элемента поверхности, отсчитываемая от границы пленки внутрь сликa и пропорциональная масштабу последнего,  $\mu$  и  $\nu$  - динамическая и кинематическая вязкости воды. Напряжение, индуцированное монохроматической волной с частотой  $\omega$  и волновым числом  $k_0$  и затухающей в пространстве с декрементом  $\kappa = \kappa(k_0, \mu, \rho, \omega, E)$  при распространении в область, занятую пленкой с упругостью  $E$ , было приведено в работе [77]. В [74] предложено выражение для силы, индуцированной спектром  $F(k, \varphi)$  ветровых волн в виде:

$$\bar{F}_{induced} = \tau_w^0 \cdot \Delta x \quad (2.2)$$

В (2.2)  $\tau_w^0 = \iint T_0 F(k, \varphi) k dk \sin \varphi d\varphi$ ,  $\varphi$  угол между направлением волнового вектора спектральной компоненты и скоростью ветра, предполагается, что  $\kappa \Delta x \ll 1$ . Величина  $T_0$ , следующая из работы [77], может быть записана в виде:

$$T_0 \approx \omega \rho \gamma_m \frac{e^2}{2e^2 - 2e + 1}, \quad (2.3)$$

где  $\rho$  - плотность воды,  $e = E/E_0$  - безразмерная упругость пленки,  $E_0 = \frac{\rho \sqrt{2\nu\omega^3}}{k_0^2}$ ,

$\gamma_m = \left( \frac{\nu \omega k_0^2}{2} \right)^{1.2}$  - максимум временного декремента затухания волны, достигаемый при

$e = 1$  (условие “резонансного” затухания [4]). Отметим, что в (2.3) опущены малые члены порядка  $O\left(\frac{\kappa}{k_0}, k_0 \delta\right)$ , которыми можно пренебречь при  $e \gg \kappa/k_0, k_0 \delta$ , т.е. для случая

пленок с не слишком малой упругостью. Зависимость (2.3) приведена на рисунке 2.18.

Как следует из (2.3), значительный вклад в индуцированное напряжение дают те компоненты поверхностных волн, для которых параметр  $e > 0,2-0,3$ , и затухание из-за пленки заметно превышает затухание на чистой воде. Для упругости порядка и больше 10 мН/м, что типично как для биогенных, так и для нефтяных пленок, это волны с длинами менее 20-30 см. Более длинные волны дециметрового и метрового диапазона испытывают слабое затухание, близкое к затуханию на чистой воде, поэтому индуцированные ими напряжения практически одинаковы и в области пленки и вне сликa и не дают сколько-нибудь заметного дополнительного вклада в силы, действующие на пленку.

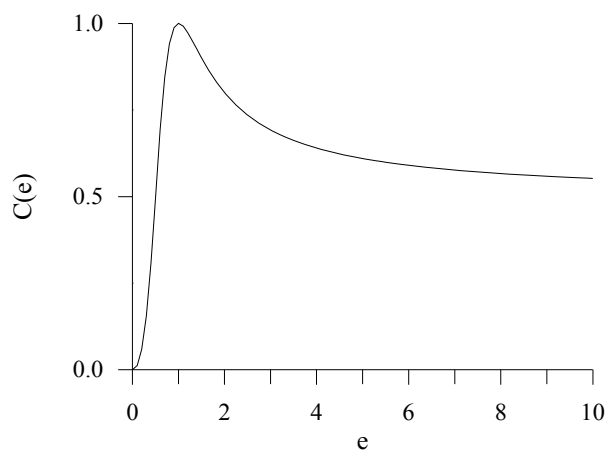


Рисунок 2.18. Зависимость нормированной величины  $C(e) = T_0 / \omega \rho \gamma_m$  от безразмерной упругости.

Появление в уравнении (2.1) слагаемого (2.2) приводит к различным законам растекания пятна пленки в поперечной и продольном направлении: перпендикулярные к границе слика компоненты индуцированных напряжений от ветровых волн, распространяющихся под углом к ветру и входящих в слик с противоположных его сторон, направлены против сил поверхностного натяжения и замедляют растекание. В продольном направлении индуцированные напряжения действуют в направлении ветра как с наветренной, так и с подветренной сторон слика, приводя, как следует ожидать, к увеличению скорости дрейфа пятна [78]. При анализе растекания слика с учетом индуцированных напряжений, который проводился в работах [74], [75], были получены зависимости осей слика от времени в предположении постоянства упругости пленки и показано неплохое согласие с данными экспериментов, по крайней мере, на начальной стадии растекания. В то же время, на более поздних стадиях растекания учет изменения упругости пленки при растекании слика может оказаться принципиальным.

Предлагаемое объяснение наблюдавшегося в эксперименте эффекта компрессии пленки на достаточно больших временах растекания как раз основано на учете изменения упругости пленки с уменьшением концентрации растекающегося слика. Действительно, концентрация ПАВ в растекающемся слике распределена неоднородно, уменьшаясь от центра слика к его краям. Упругость пленки, как правило, уменьшается с концентрацией ПАВ, по крайней мере, если речь не идет о жирных полимерах [4]. На небольших временах растекания концентрация ПАВ вблизи границ слика велика, в частности, в случае насыщенной пленки с микрокаплями (перенасыщенная пленка), упругость пленки при этом также велика и практически не зависит от средней концентрации ПАВ. Соответственно, величины индуцированных напряжений соответствуют большим

значениям  $e$  на кривой рисунка 2.18. На более поздних стадиях растекания средняя концентрация пленки снижается, капли растекаются и исчезают, однако до тех пор, пока пленка остается насыщенной, ее упругость максимальна и не меняется, соответственно не меняется и индуцированное напряжение, величина которого близка к  $1/2$  от максимальной при  $e=1$ . При дальнейшем растекании, когда в приграничной области слика капельная фаза исчезает, а концентрация ПАВ в мономолекулярной пленке и ее упругость начинают убывать,  $F_{induced}$  возрастает, приближаясь к максимальной величине при  $E = E_0$ . Одновременно с ростом  $F_{induced}$  при уменьшении концентрации ПАВ уменьшается и  $\Delta\sigma$ . Рост  $F_{induced}$  и уменьшение  $\Delta\sigma$  нарушают баланс в (2.1), в результате чего режим растекания пленки может смениться ее сжатием. В дальнейшем возможно достижение равновесной ширины слика при выполнении условия  $\Delta\sigma - F_{induced} = 0$ .

## § 2.4 Заключение

В данной главе была развита эмпирико-теоретическая модель рассеяния радиолокационных сигналов взволнованной водной поверхностью при скользящих углах наблюдения. Данная модель отличается от двухмасштабной модели дополнительным слагаемым, полученным эмпирически, которое учитывает вклад обрушивающихся волн при скользящих углах наблюдения. Проверка на основе большого экспериментального материала показала хорошее совпадение результатов моделирования с экспериментальными данными. В частности, модель хорошо работает при описании зондирования при скользящих углах. По сравнению с аналогичными моделями данная модель может использоваться вплоть до скользящих углов зондирования  $\theta > 80^\circ$ . В перспективе развития модели представляется возможным введение коэффициента анизотропии рассеяния, который может быть получен эмпирическим путем на основе дополнительного анализа и обработки экспериментальных данных.

Описан обнаруженный в ходе натурных экспериментов на Горьковском водохранилище новый эффект – остановка процесса растекания пятна пленки на поверхности воды, последующее сжатие пятна и переход к стационарному состоянию. В ходе натурального эксперимента использовалась возможность детектирования пленок ПАВ по данным морских навигационных радиолокаторов (горизонтальная поляризация, малые углы скольжения). В результате предложенного способа обработки радиолокационных панорам удастся выделять область занятую сликом и определять его геометрические параметры. В эксперименте изучалась эволюция пятна пленки ПАВ с заранее

измеренными характеристиками. Предложено физическое объяснение эффекта, в основе которого лежит учет поверхностных напряжений, индуцированных ветровыми волнами, которые действуют против сил поверхностного натяжения и замедляют растекание. Величина индуцированных напряжений для пленок с очень высокой упругостью возрастает при уменьшении упругости, достигая максимума при некоторой ее величине, зависящей от частоты волны и вязкости. При растекании пленки уменьшаются концентрация ПАВ, упругость, и давление пленки. В результате индуцированное напряжение может превысить силу поверхностного натяжения, что приведет к компрессии пленки, а затем к переходу ее в равновесное состояние.



### **ГЛАВА 3. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОДНОРОДНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

В третьей главе описываются комплексные натурные эксперименты по исследованию особенностей проявления неоднородных течений на морской поверхности, обнаруженных с помощью данных радиолокационного зондирования. Локализованное двумерно-неоднородное течение возникает при обтекании приливным потоком двумерно-неоднородного рельефа дна. Приводятся результаты натурных измерений характеристик приводного слоя атмосферы, морской поверхности и поля неоднородного течения. С помощью кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн и развитой модели радиолокационного рассеяния СВЧ – излучения взволнованной водной поверхностью при скользящих углах зондирования проводится численное моделирование трансформации ветрового волнения и мощности отраженного радиолокационного сигнала в поле измеренных двумерно-неоднородных течений. Сопоставляются результаты теоретических расчетов радиолокационного контраста с радиолокационными данными, полученными с борта научного судна. Основные результаты главы опубликованы в работах [79-85].

#### **§ 3.1 Комплексные натурные радиолокационные исследования**

В летний сезон 2009 – 2011 гг. в юго-восточной части Белого моря были проведены комплексные эксперименты по исследованию изменчивости поля течений и других характеристик толщи воды, поверхностного волнения и параметров приводного слоя атмосферы. Особенностью данных экспериментов было одновременное измерение параметров водной толщи, поверхности моря и приповерхностного атмосферного слоя синхронно с получением РСА изображения со спутников ENVISAT и TerraSAR-X.

Исследования проводились с борта научно-исследовательского судна “Эколог” (Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН). Измерения с борта НИС “Эколог” велись при движении судна галсами и в дрейфе.

Для регистрации рельефа дна использовался эхолот Humminbird 798с. Измерения профилей течений в пределах глубин от 10 до 100 метров осуществлялось с помощью 4-х лучевого доплеровского профилографа течений ADCP WHS300Khz (RD Instruments). Данный прибор буксировался за судном на специальном (V-bot) крыле. Измерения

гидрологических характеристик морской толщи (профили скорости звука, температуры и электропроводности) осуществлялись во время нескольких дрейфов, с использованием свободно падающего SVP/CTD зонда Midas SVX (Valeport) и CTD зонда T-90 (Sea & Sun Technology GmbH).

Для регистрации характеристик поверхностного волнения использовался комплекс дистанционных радиолокационных и оптических приборов:

- два доплеровских радиоскаттерометра с длиной волны излучения 3 см и 8 мм;
- цифровой радиолокационный измерительный комплекс на базе судового радиолокатора Icom MR1000 или FURUNO 1942 MK2. У данных радиолокационных станций ширина диаграммы направленности составляла 22 градуса в вертикальной плоскости и 4 (2) градуса в горизонтальной. Длина волны излучения - 3 см, поляризация – горизонтальная, мощность на выходе – 4 (6) кВт, частота следования импульсов – 2160 (2100) Гц;

Для измерения параметров приземного слоя атмосферы, таких как температура воздуха, скорость и направление ветра на высоте 8 метров над уровнем моря использовалось следующее оборудование: акустические анемометры WindSonic и HS-50 (Gill Instrument), судовая метеостанция Furuno и метеостанция WantagePro2 фирмы Davis Instrument. Данные станции позволяли определять температуру воздуха, давление и влажность, скорость и направление ветра, уровень осадков.

Для регистрации параметров движения судна (географических координат, скорости и направления движения) использовались GPS приемники фирмы Garmin и E-Ten(Surf III).

Гидрометеорологические условия за время наблюдений менялись существенно. Скорость ветра изменялась от 0 до 15 м/с, сила волнение от 0 до 4 баллов, скорость течения от 0 до 1 м/с.

В северо-восточной части исследуемого полигона Белого моря было выбрано два района с глубинами 50 – 100 м и одиночными подводными возвышенностями, глубина над вершинами которых составляла 10 м. Карта расположения полигонов и схема движения научного судна приведена на рисунке 3.1.



Рисунок 3.1 Карта расположения полигонов и схема маневрирования НИС “Эколог”.

Характерные горизонтальные размеры подводных возвышенностей составляли несколько сот метров. Карты рельефа дна в этих районах, полученные по данным эхолота, приведены на рисунке 3.2. Размеры изображенных на рисунке областей составляют приблизительно 6 x 6 км.

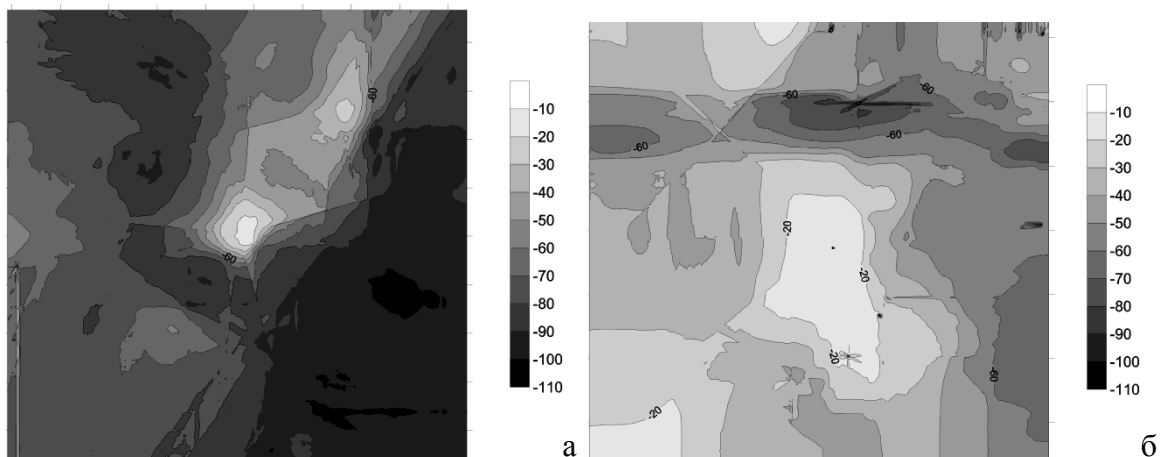


Рисунок 3.2 Рельеф дна в районах измерений: а – северный район, б – южный район. Шкала градации серого – глубина в метрах. Размеры изображений 6x6 км.

Для выбранных районов измерений характерно южное направление течения во время прилива и северное во время отлива. В ходе исследований в данных районах было замечено, что скорость течения во время прилива (до 1 м/с) выше, чем во время отлива (не превышает 50 см/с). Реконструированное пространственное распределение приповерхностного течения на глубине 7 м, построенного по данным буксируемого ADCP для северного района измерений во время прилива, представлено на рисунке 3.3а. Следует отметить, что приведенные здесь распределения скоростей течения снимались в течении 2

- 3 часов, это не одномоментные распределения. Из-за смены отливов и приливов полученная картина течений носит пространственно временной характер. Наблюдается южное направление течения. В районе подводной возвышенности скорость течения увеличивается. На рисунке 3.3б представлено двумерное распределение приповерхностного течения для этого же северного района во время отлива. Серыми кривыми показаны изобаты. Основное направление течения – северо-восточное. В районе подводной возвышенности направление течения изменяется на северное, и скорость течения падает. Распределения приповерхностного течения для южного района приведены на рисунках 3.3в и 3.3г для прилива и отлива, соответственно. В первом случае в районе подводной возвышенности регистрируется ослабление течения и существенное изменение его направления, во втором – усиление течения.

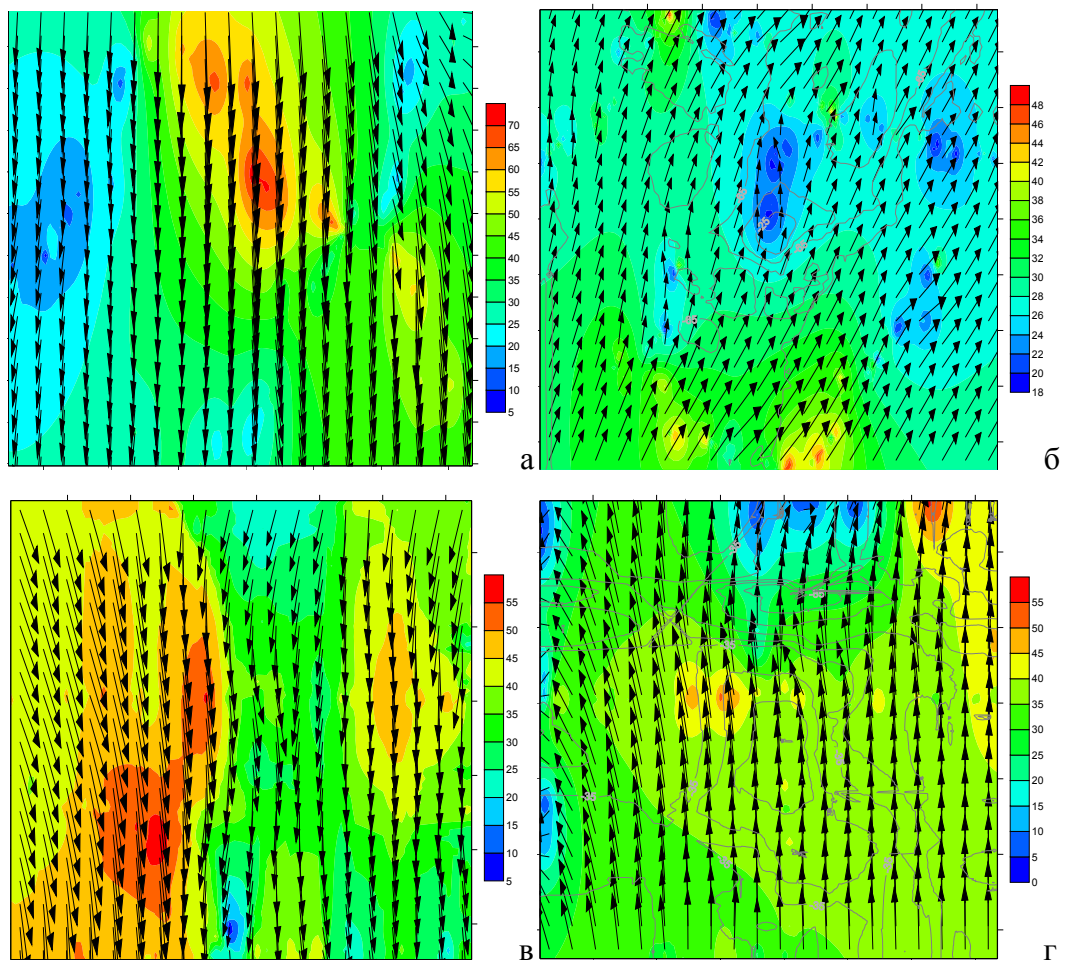


Рисунок 3.3 Пространственное распределение приповерхностного течения: а - для северного района измерений во время прилива, б - для северного района измерений во время отлива, в - для южного района измерений во время прилива, г - для южного района измерений во время отлива. Цветовая шкала соответствует скорости течения в см/с. Ось абсцисс – долгота, ось ординат – широта. Размер изображений 6х6 км.

В ходе научных экспедиций в Белое море в 2010-2011 г.г. было установлено, что независимо от стадии прилива или отлива в районе подводной возвышенности регистрируется область изменения характеристик приповерхностного течения. Максимальная скорость течения над горкой достигала 1 м/с и была зафиксирована в 2010 году во время прилива. Отдельно стоит сказать о переходных стадиях между отливом и приливом (стадии высокой и низкой воды). Основная их характеристика – низкая скорость течения (от 0 до 10 см/с), при этом нет четко сформированного направления течения. Далее подробно рассматриваются результаты измерений во время одного из галсов через вершину возвышенности на южном полигоне (29.07.2011) во время которого наблюдалась смена направления течения (смена фазы прилива), сопоставляются данные РЛ зондирования с судна и со спутников. Судно двигалось с юга на север со скоростью 5 узлов. Во время галса скорость ветра составляла 7.5 м/с, направление  $50^\circ$  (рисунок 3.4). Скорость и направление ветра на протяжении галса оставались стабильными.

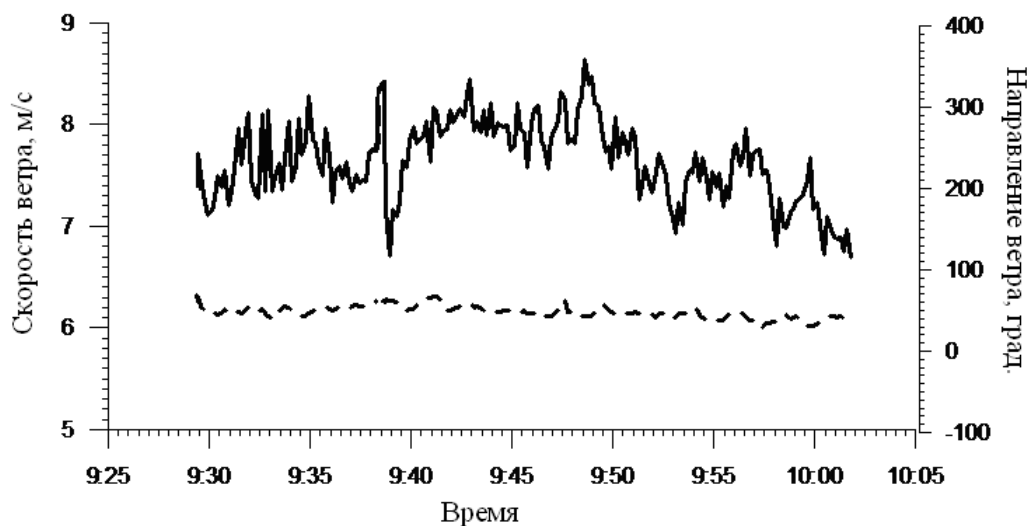


Рисунок 3.4. Направление и скорость ветра во время галса через подводную возвышенность.

На рисунке 3.5 приведены профили скорости и направления течения во время галса. В начале галса и над подводной возвышенностью течение у поверхности имеет направление на север, северо-северо-запад ( $0-315^\circ$ ). Тем не менее, в самом начале галса, начиная с глубины 11-12 метров, течение направлено на юг. Далее вдоль склона подводной возвышенности наблюдается течение, направленное на восток. После прохода возвышенности течение имеет преимущественно южный характер и лишь в самом конце галса меняет направление на юго-западное. Скорость течения на всем протяжении галса составляла в среднем 5-10 см/с и лишь в небольших областях достигала 25 см/с.

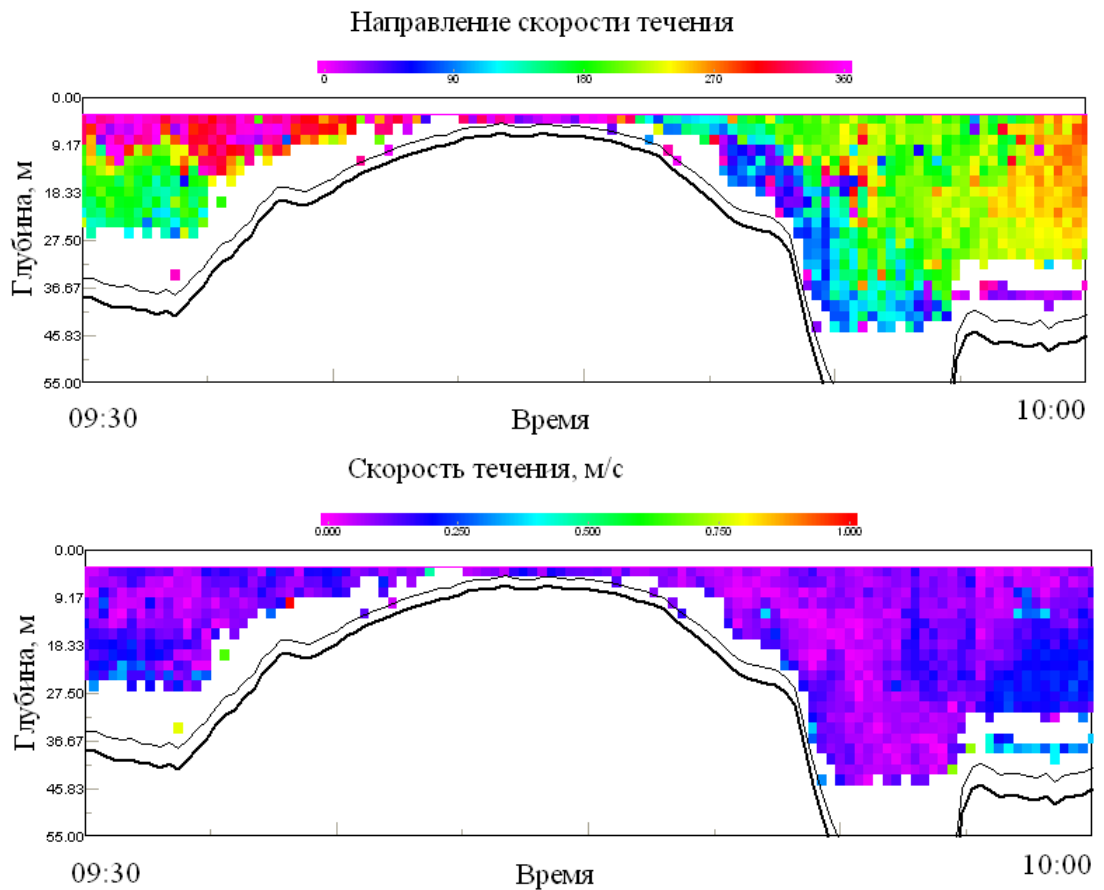


Рисунок 3.5 Профили скорости и направления течения во время смены фазы прилива.

На рисунке 3.6 для данного галса приведены полученные с судна радиолокационные панорамы при различных направлениях зондирования радиолокационной станции относительно скорости ветра. Верхний рисунок соответствует зондированию по ветру, нижний – поперек ветра. По оси абсцисс отложено время, по оси ординат – дальность в метрах. Градацией серого приведена нормированная на среднее значение на каждой дальности интенсивность рассеянного радиолокационного сигнала. На данном разрезе наблюдалось слабое течение, не превышающее значение 25 см/с, но имеющее противоположное направление в первой половине разреза на север (до подводной возвышенности) и во второй половине на юг (после подводной возвышенности). На приведенных рисунках наблюдаются некоторые особенности различных масштабов. После подводной возвышенности, во второй половине рисунков, наблюдается ослабление интенсивности рассеянного радиоизлучения. На первой половине рисунков (до подводной возвышенности) наблюдаются полосы усиления, направленные приблизительно по ветру. Такая изменчивость поверхностного волнения может быть вызвана неоднородностями течения. При встречном течении и ветровом волнении последнее может усиливаться, при попутном наоборот – ослабляться.

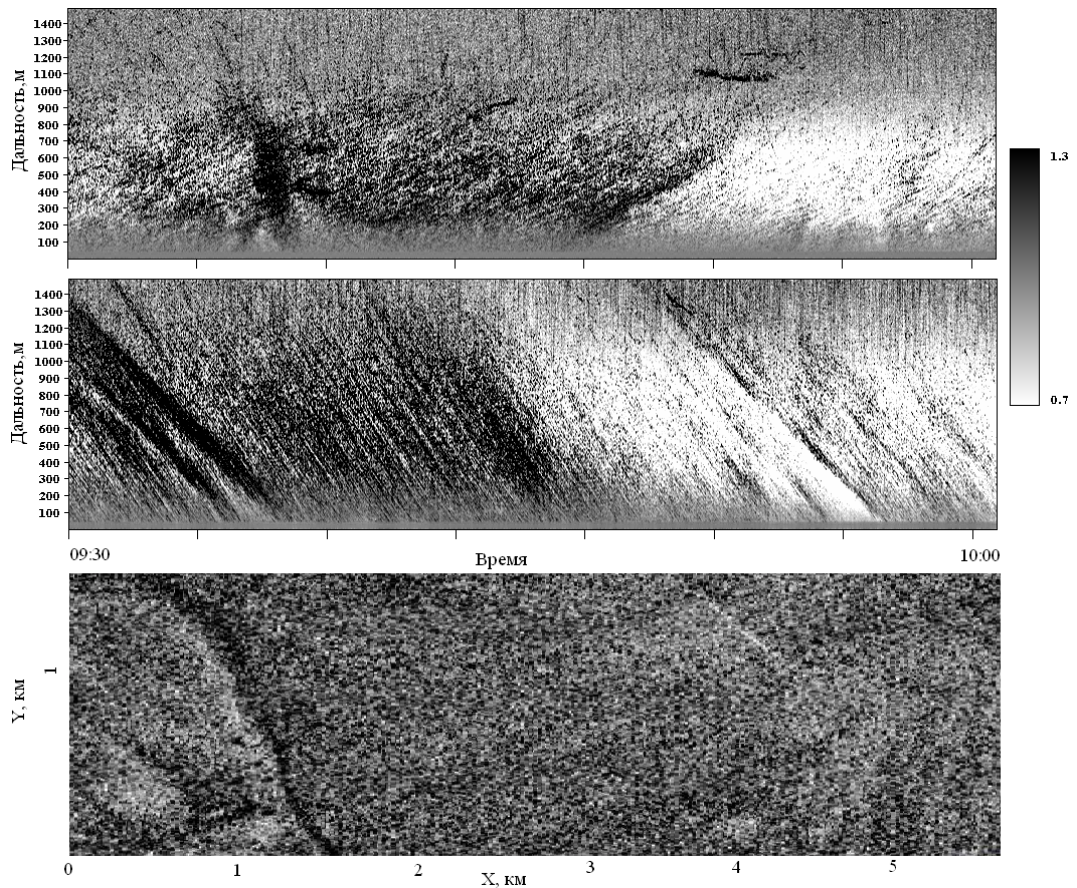


Рисунок 3.6. Радиолокационные панорамы морской поверхности, полученные с помощью судового радиолокационного комплекса и соответствующий фрагмент PCA изображения, полученный со спутника TerraSAR-X.

Радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА), установленный на спутнике TerraSAR-X позволяет изменять направление радиолокационного луча в диапазоне от 20 до 60 градусов. В данном случае угол зондирования составлял 26 градусов. Радиолокатор выполняет съемку в X-диапазоне длин волн (частота 9,65 ГГц, длина волны, соответственно, 3,1 см) и имеет возможность работать на ГГ, ВВ, ГВ, ВГ поляризациях. В описываемом эксперименте был использован маршрутный режим съемки (StripMap), в результате полоса захвата имела размеры 30 км x 50 км с разрешением 3 м (см. рисунок 3.7). При такой геометрии наблюдения длина резонансной поверхностной волны равна 3,5 см. Красные кривые показывают маршрут движения судна. Полоса усиления волнения в первой половине разреза, направленная приблизительно по ветру, и более крупномасштабная изменчивость находятся в согласии с данными радиолокационной станции, установленной на судне.

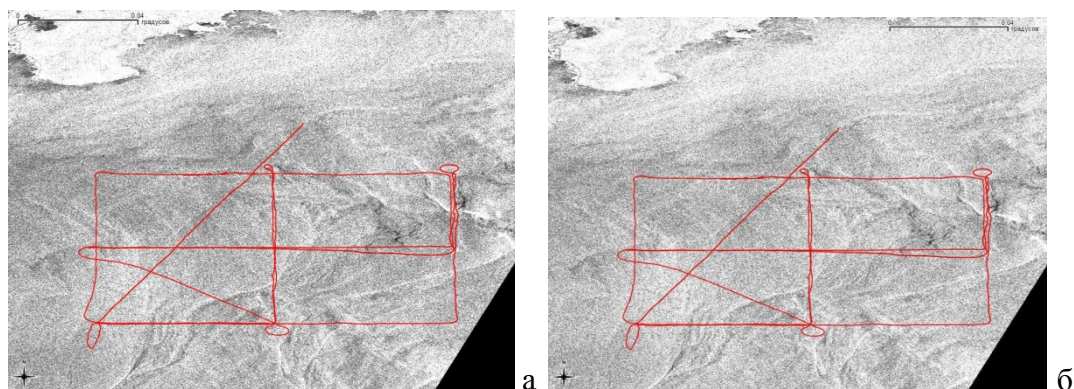


Рисунок 3.7 РСА изображения района исследований, полученные со спутника TerraSAR-X: а- ГГ поляризация, б - ВВ поляризация. Время снимков 08:21, 29.07.2011 г.

### § 3.2 Моделирование трансформации спектра ветрового волнения в поле неоднородных течений, регистрируемых в эксперименте

Для численного моделирования трансформации ветрового волнения в поле подповерхностных неоднородных течений была разработана программа в среде MatLab реализующая кинематическую модель. Основные формулы и уравнения кинематической модели воздействия неоднородных течений на ветровое волнение были приведены в первой главе настоящей диссертации в § 1.4. Далее приводятся результаты теоретических расчетов на основе экспериментальных данных полученных на Белом море. Для моделирования рассматривается случай двумерно-неоднородных течений, моделирующих результаты измерений, приведенных на рисунках 3.2а и 3.2в во время прилива, когда наблюдается максимальный градиент течения. На северном полигоне (рисунок 3.8а) во время измерений наблюдался юго-западный ветер со скоростью 4 м/с, а на южном полигоне (рисунок 3.8б) наблюдался северо-восточный ветер со скоростью 8 м/с. Таким образом, реализуются два противоположных случая распространения волнения навстречу и попутно течению.



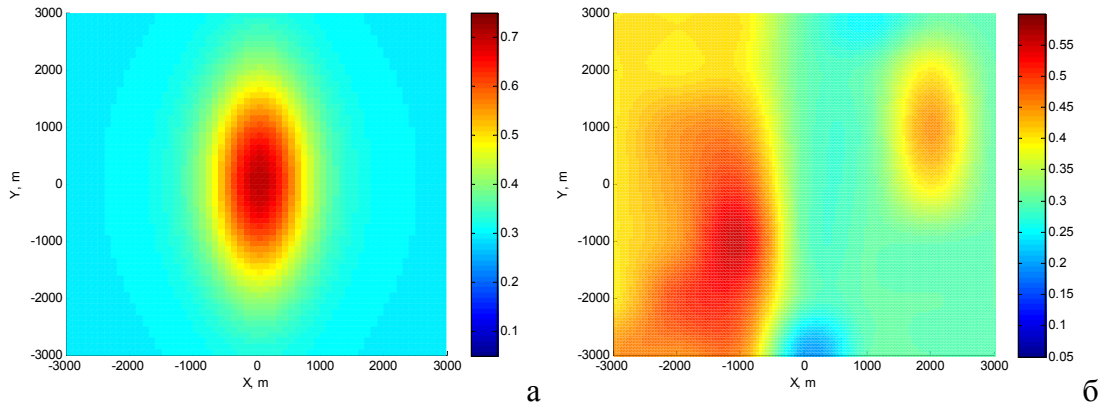


Рисунок 3.8 Вид двумерно-неоднородных течений на северном полигоне (а) и на южном полигоне (б) во время прилива. Цветовая шкала соответствует скорости течения в м/с.

В качестве невозмущенного спектра при численном моделировании использовался пространственный спектр JONSWAP:

$$W_{JW}(k) = (4\pi)^{-1} \cdot \alpha k^{-3} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{k}{k_p}\right)^{-2}\right] \cdot \gamma \exp\left[-\frac{(1-\sqrt{\frac{k}{k_p}})^2}{2\sigma^2}\right], \quad \text{где } \alpha = 0.019; \gamma = 3.07, \quad \sigma = 0.1$$

если  $k \leq k_p$  и  $\sigma = 0.061$  если  $k > k_p$  [86]. Волновое число поверхностной волны,

соответствующей максимуму спектра, определяется из выражения:  $k_p = \frac{g}{C^2 U_w^2}$ , где  $C$  –

безразмерный возраст волнения. Пространственные спектры возвышений для наблюдаемых скоростей ветра приведены на рисунке 3.9.

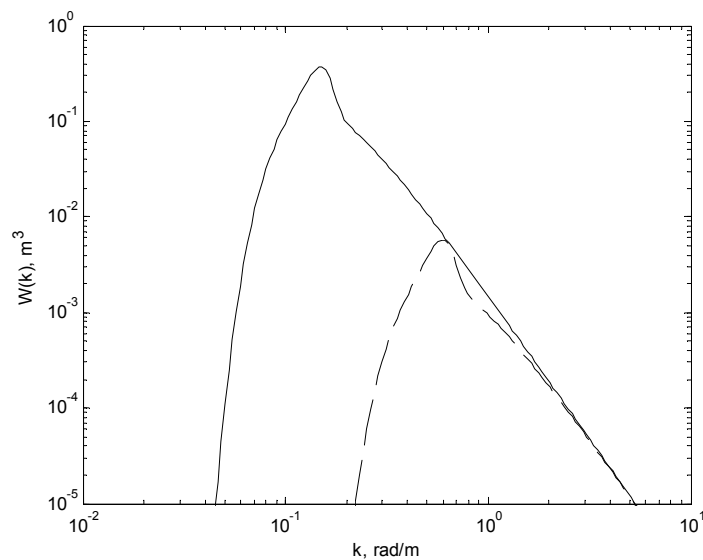


Рисунок 3.9. Пространственный спектр возвышений JONSWAP при скорости ветра 4 м/с (пунктир) и 8 м/с (сплошная линия) и безразмерном возрасте волнения  $C=1$ .

Для инкремента нарастания ветровых волн  $\alpha(\vec{k}, \vec{U}_w)$  была выбрана эмпирическая формула Хьюза, которая имеет вид:

$$\alpha(\vec{k}, \vec{U}_{10}) = \sqrt{g|\vec{k}|} \left( \frac{u_* \cos \theta}{C_p} \right) \left( 0.01 + 0.016 |\cos \theta| \frac{u_*}{C_p} \right) \left\{ 1 - \exp \left[ -8.9 \left( \frac{u_*}{C_p} - 0.03 \right)^{1/2} \right] \right\}, \text{ для}$$

$\frac{u_*}{C_p} \geq 0.03$ , в противном случае  $\alpha(\vec{k}, \vec{U}_{10}) = 0$ . В данной формуле  $\theta$  - угол между средним ветром и направлением распространения поверхностной волны (в настоящих расчетах  $\theta = 0$ ),  $C_p$  - фазовая скорость поверхностной волны,  $u_*$  - скорость трения, нахождение которой описано в § 2.1.

Далее рассматриваются результаты численного моделирования. Трансформированный неоднородным течением спектр поверхностного волнения определялся в 121 точке области размерами 3x3 км. Расположение точек соответствовало координатам  $(300*N, 300*M)$ , где  $N, M$  целые числа от -5 до 5. На рисунке 3.10 представлены спектры поверхностного волнения в поле неоднородных течений в некоторых узлах сетки численного моделирования для скорости ветра 4 м/с (северный полигон). Коротковолновая часть спектра быстро перестраивается к своему невозмущенному состоянию под действием ветра, поэтому основные контрасты наблюдаются в окрестности спектрального пика.

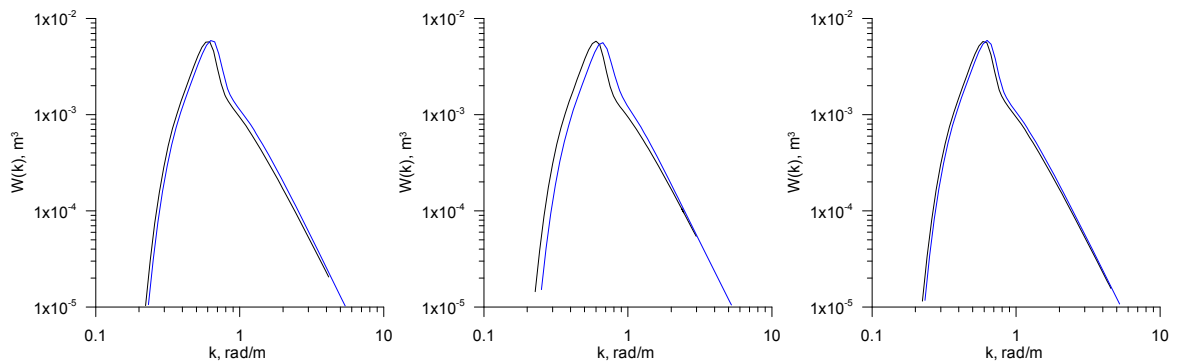
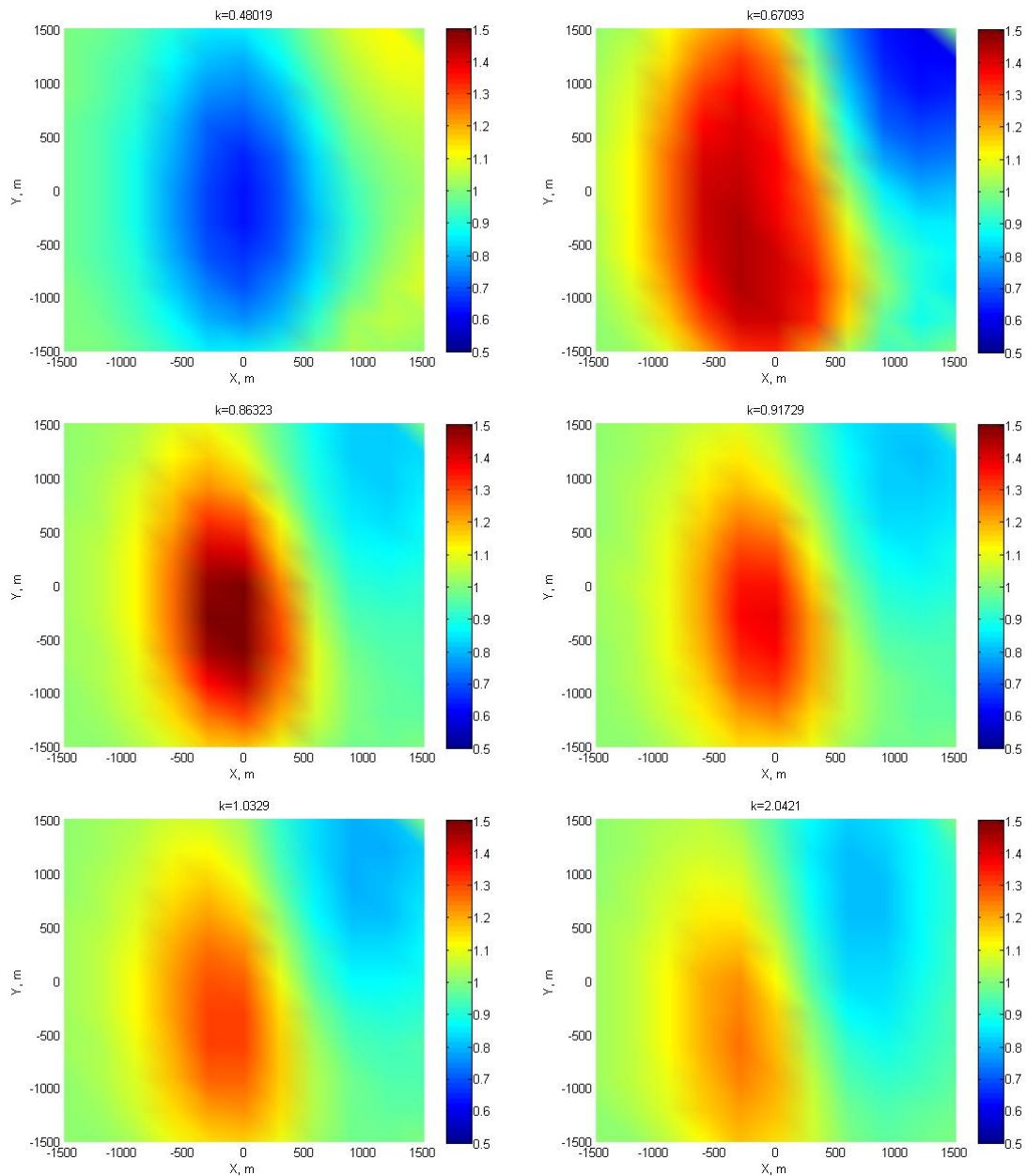


Рисунок 3.10. Трансформация спектра поверхностного волнения в точках с координатами  $(-600, -600)$ ,  $(0, 0)$ ,  $(-600, 900)$ , слева - направо соответственно. Черная линия – начальный спектр поверхностного волнения, синяя линия – возмущенный спектр

На рисунке 3.11 и 3.12 приведены результаты численного моделирования в виде отношения полученной спектральной плотности волновой компоненты к её невозмущенному значению для северного и южного полигона, соответственно. Представлены результаты для нескольких волновых чисел в диапазоне волновых чисел левее спектрального пика до волновых чисел на порядок превышающих его значение. Спектральная плотность волновых чисел вблизи спектрального пика наиболее сильно

трансформируется неоднородным течением благодаря более слабой релаксации к своему невозмущенному значению относительно более коротких поверхностных волн. С наветренной стороны подводной возвышенности при встречном течении наблюдается усиление волнение, с подветренной – ослабление, при этом изменчивость амплитуды спектральных компонент достигает 50% (рисунок 3.11). В случае попутного волнению течения контрасты амплитуды не превышают 10% (рисунок 3.12). Наибольшее ослабление волнения наблюдается при максимальном градиенте в случае попутного течения. При встречном течении в области максимального градиента наблюдается наибольшее усиление волнения.



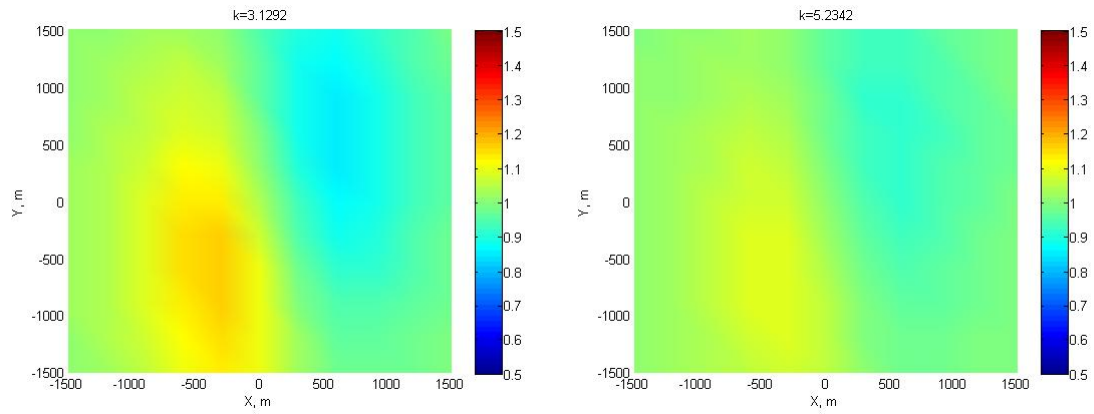
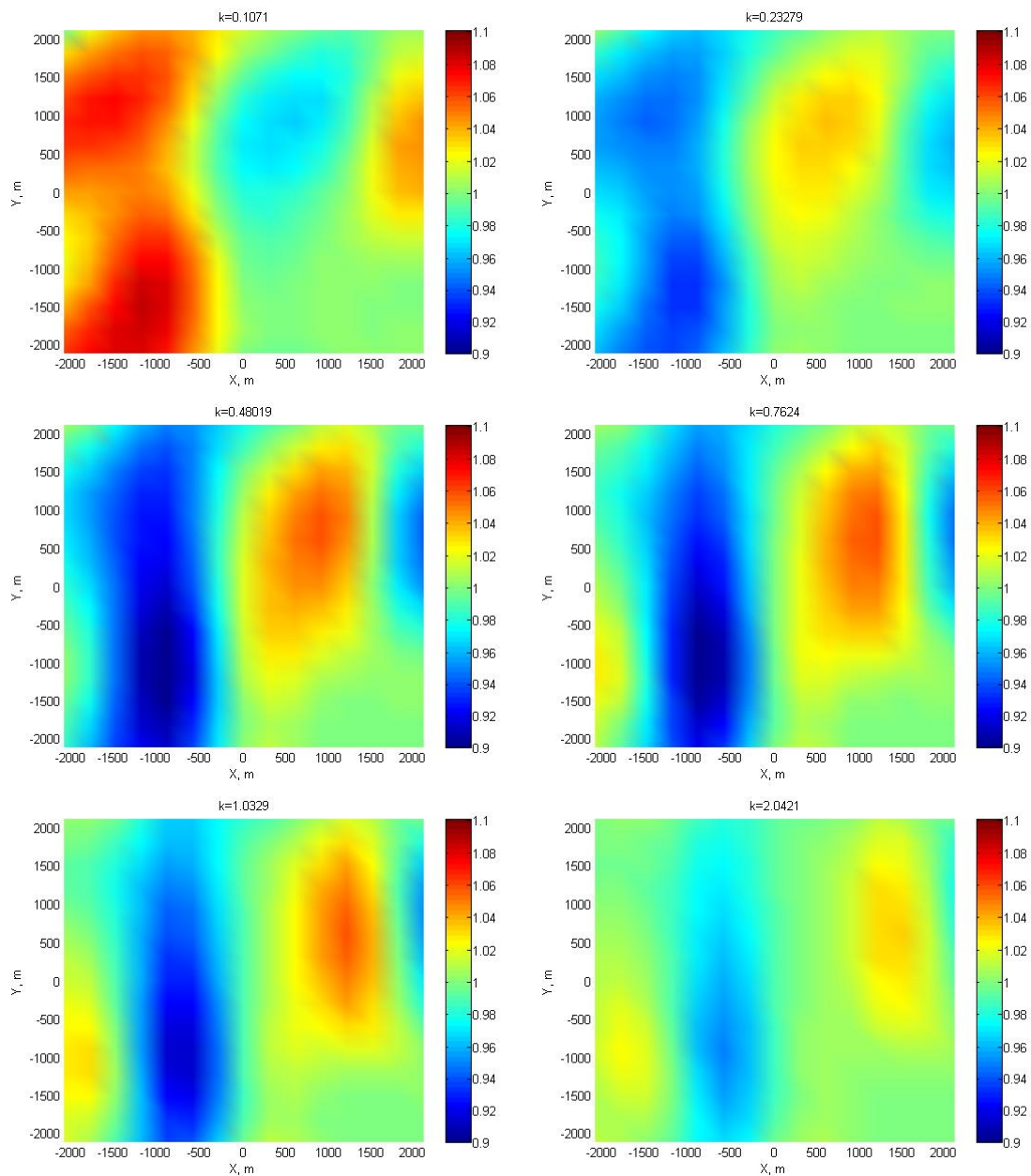


Рисунок 3.11 Распределение отношения спектральной плотности пространственного спектра возвышений к невозмущенному значению для волновых чисел в диапазоне 0,48 – 5.23 рад/м для северного полигона.



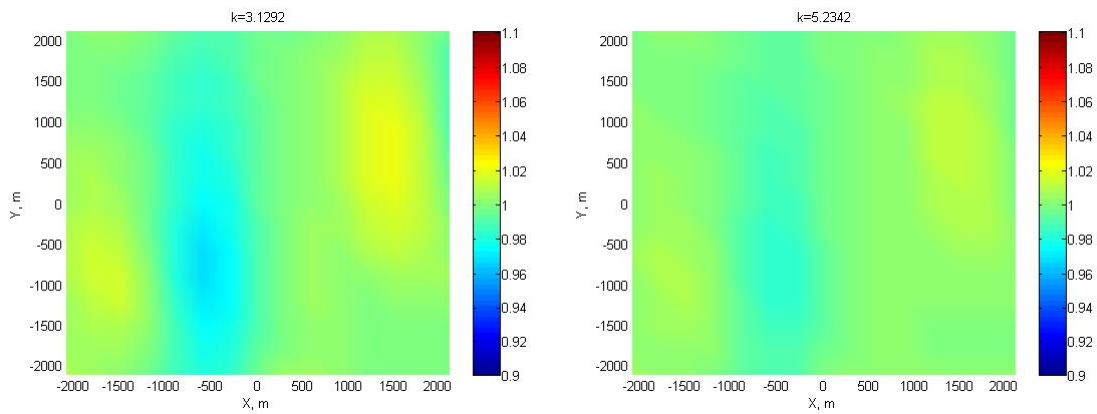


Рисунок 3.12 Распределение отношения спектральной плотности пространственного спектра возвышений к невозмущенному значению для волновых чисел в диапазоне 0,1 – 5.23 рад/м для южного полигона.

### § 3.3 Оценка радиолокационных контрастов для результатов численного моделирования и сопоставление с экспериментальными данными

В предыдущих параграфах описаны экспериментальные и численные исследования трансформации ветрового волнения в поле двумерно-неоднородных течений, создаваемых приливным потоком, обтекающим подводную возвышенность. В натурных исследованиях непосредственные измерения амплитуды ветрового волнения требуют наличия специального оборудования – буйковых станций. В отсутствии таких приборов можно использовать данные радиолокационного зондирования и модель, связывающую амплитудные характеристики ветрового волнения и мощность отраженного радиолокационного сигнала. Для вычисления УЭПР морской поверхности при зондировании на длине волны 3,2 см и горизонтальной поляризации при скользких углах используется эмпирико-теоретическая модель, описанная в § 2.1. настоящей диссертации.

На рисунках 3.13 приведены теоретические и экспериментальные распределения УЭПР морской поверхности для северного полигона. Модельные распределения (рисунок 3.16а) рассчитаны на основе эмпирико-теоретической модели с использованием характеристик ветрового волнения, полученных в результате численного моделирования, описанного в предыдущем параграфе. Экспериментальные панорамы (рисунок 3.13б) получены с помощью судовой РЛС. Наблюдается увеличение  $\sigma_0$  на неоднородном течении по направлению распространения волнения на 3 дБ, и её уменьшение за подводной возвышенностью до -2 дБ. Наблюдается качественное согласие модельных и экспериментальных данных. Для лучшего количественного согласия при моделировании

был учтен эмпирический коэффициент, учитывающий передачу энергии из длинноволновой области поверхностного волнения в коротковолновую часть спектра (каскадный механизм). Этот коэффициент характеризует степень изменчивости резонансной ряби, которую с помощью кинематического механизма описать не удастся. Используя предположение, что при увеличении дисперсии уклонов волнения спектральная плотность резонансной ряби увеличивается, при уменьшении – уменьшается, удобно использовать следующее выражение для данного коэффициента

$$coeff = \left( \frac{\int W(k)k^2 dk}{\int W_0(k)k^2 dk} \right)^n. \quad \text{Показатель степени выбирался из условия лучшего}$$

количественного согласия результатов наблюдения с теоретическими расчетами и для данного случая равнялся 4. На рисунках 3.14 приведены теоретические и экспериментальные распределения УЭПР морской поверхности для южного полигона. Наблюдаются меньшие в сравнении с предыдущим случаем контрасты, не превышающие 1 дБ. Это связано с попутным характером течения и достаточно сильным ветром. При сравнении результатов моделирования с экспериментальными радиолокационными панорамами наблюдается качественное согласие, однако изменчивость на панораме имеет больший, чем в теории динамический диапазон. Показатель степени  $n$  не изменялся, был равен, как и ранее, 4. Отличие экспериментальных и теоретических контрастов возможно объяснить обрушениями ветровых волн, интенсивность которых может модулироваться неоднородным течением. При скорости ветра 8 м/с, как показано в § 2.1, площадь морской поверхности, покрытая обрушениями, достигает 0,5%, что приводит к увеличению отражающей способности поверхности моря. При сравнении модельного и экспериментального распределения УЭПР можно предположить, что при скорости ветра 8 м/с модуляция неоднородными течениями интенсивности обрушений ветровых волн может вносить вклад в суммарную УЭПР до 2 дБ.

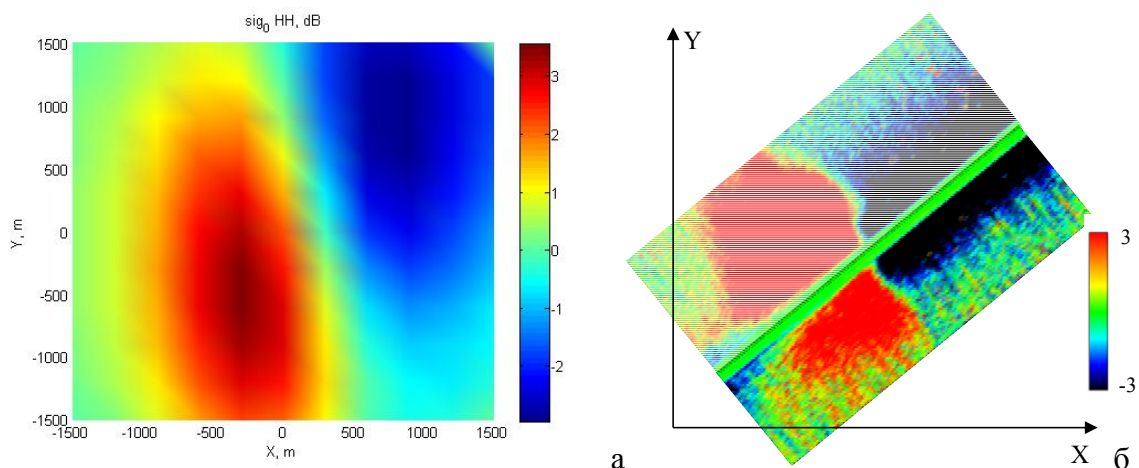


Рисунок 3.13 а – теоретическое распределение изменчивости УЭПР поверхностного волнения на неоднородном течении относительно невозмущенного значения для северного полигона; б – нормированная радиолокационная панорама морской поверхности. Шкала яркости дана в дБ.

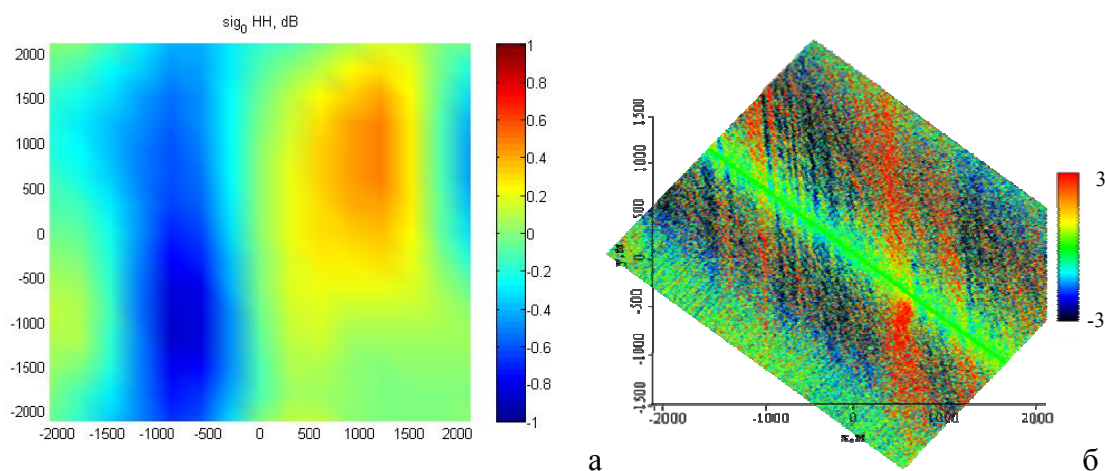


Рисунок 3.14 а – теоретическое распределение изменчивости УЭПР поверхностного волнения на неоднородном течении относительно невозмущенного значения для южного полигона; б – нормированная радиолокационная панорама морской поверхности. Шкала яркости дана в дБ.

### § 3.4 Заключение

На основе данных натуральных экспериментов проанализированы особенности обтекания уединенной подводной возвышенности мощным приливным течением (до 1 м/с) и пространственная структура спутниковых и судовых радиолокационных панорам морской поверхности в районе двумерно-неоднородных течений. Проведено численное моделирование трансформации ветрового волнения в поле двумерно-неоднородных течений и показано качественное и количественное согласие результатов расчетов с экспериментальными данными радиолокационного наблюдения.

На радиолокационных панорамах морского волнения неоднородные течения проявляются в виде областей усиления или ослабления радиолокационного сигнала с наблюдаемыми контрастами до 3 дБ. Пространственные размеры области вариации радиолокационного сигнала соизмеримы с размерами неоднородностей поля течения. На некотором расстоянии от области неоднородных течений уровень радиолокационного сигнала сравнивается со своим фоновым значением, что говорит о релаксации ветрового волнения к невозмущенному течением состоянию. Данные особенности получили свое

объяснение в рамках проведенного численного моделирования трансформации ветрового волнения и мощности отраженного радиолокационного сигнала в поле измеренных двумерно-неоднородных течений.



#### ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ ИНТЕНСИВНЫХ ВНУТРЕННИХ СОЛИТОНОВ В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ И ИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ПОРТРЕТЫ

Четвертая глава посвящена приближенному описанию эволюции солитонов ИВВ в шельфовой зоне и теоретическим расчетам их радиолокационных портретов. В рамках уравнения Гарднера с переменными коэффициентами, обусловленными неоднородной гидрологией построено приближенное решение, описывающее распространение солитона ИВВ. В основе предложенного описания лежит представление солитонов уравнения Гарднера совокупностью кинков (перепадов поля) разной полярности. Построенные приближенные решения позволяют исследовать существенно неквазистационарные процессы, возникающие при распространении солитонов ИВВ в шельфовой зоне. Подробно описана задача о прохождении уединенной волной “критической” точки (соответствует ситуация, когда  $\alpha = 0$ ), в которой традиционное квазистационарное описание неприменимо. Сравнение распределений полей, полученных в рамках приближенного подхода и прямого численного интегрирования уравнения Гарднера, демонстрирует не только качественное, но и количественное соответствие между ними.

На основе сравнения с результатами численного счета [50], а также данных о гидрологии для шельфовой области восточного побережья Тихого океана п-ова Камчатки и острова Сахалин, и результатов экспериментального наблюдения солитонов внутренних волн в Японском море [87] делается вывод о качественном соответствии основных особенностей трансформации составных солитонов на шельфе, наблюдаемых в ходе эксперимента [87] с результатами приближенного неквазистационарного описания. С помощью приближенной асимптотической теории эволюции солитонов ИВВ при распространении на шельфе рассчитываются скорости поверхностных течений, которые служили исходными данными для кинематической модели. С помощью кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн и развитой модели радиолокационного рассеяния СВЧ – излучения взволнованной водной поверхностью при скользящих углах зондирования проводится численное моделирование трансформации ветрового волнения и мощности отраженного радиолокационного сигнала над солитоном ИВВ. Обсуждаются обнаруженные особенности радиолокационной диагностики солитонов ИВВ в шельфовой зоне при скользящих углах зондирования. Основные результаты главы опубликованы в работах [55], [88-91].

#### § 4.1 Эволюция интенсивных внутренних волн на шельфе

В данном параграфе на основе разработанного ранее приближенного подхода для описания нестационарной динамики составных солитонов проводится анализ их динамики в рамках уравнения Гарднера с переменным коэффициентом при квадратичной нелинейности, вплоть до того момента, когда этот коэффициент обращается в нуль. Проводится сравнение с результатами численного счета, результаты которого изложены в работах [87], [50], а также качественный анализ трансформации составных солитонов внутренних волн в средах с переменными параметрами. При этом рассматривается случай двухслойной стратификации: изменение параметров квадратичной и кубической нелинейности, а также параметра дисперсии обусловлено изменением глубины нижнего слоя жидкости.

Исследование процесса неквазистационарной эволюции солитонов проводится в рамках уравнения Гарднера с переменными коэффициентами в виде, приведенном в работе [55]:

$$\phi_t + \phi(\alpha(x,t) - \mu(x,t)\phi)\phi_x + \beta(x,t)\phi_{xxx} = 0 \quad (4.1)$$

где  $\phi$  - амплитуда солитона,  $\alpha$  - коэффициент при квадратичной нелинейности,  $\mu$  - коэффициент при кубической нелинейности,  $\beta$  - коэффициент при дисперсии.

Далее кратко изложен алгоритм решения. Пусть параметры уравнения (4.1) постоянны. Рассматривается последовательность кинков чередующейся полярности, которые при постоянных параметрах среды  $\alpha, \mu, \beta = const$  формируют последовательность солитонов, близких к предельным [57]:

$$\phi_s(x,t) = \bar{\phi} + \frac{D}{2} [th\lambda(x-vt+\Delta) - th\lambda(x-vt-\Delta)], \quad (4.2)$$

где  $\bar{\phi}$  - произвольный постоянный пьедестал,  $D^2 = \frac{6}{\mu} (v - \bar{\phi}(\alpha - \mu\bar{\phi}))$ ,

$4\lambda\Delta = \ln((\phi_m + D)/(\phi_m - D))$ ,  $\phi_m = \alpha/\mu - 2\bar{\phi}$ ,  $\lambda = \frac{D}{2} \sqrt{\mu/6\beta}$ . Амплитуда солитона

( $\max|\phi_s - \bar{\phi}|$ ) и скорость ( $v$ ) связаны соотношением  $\max|\phi_s - \bar{\phi}| = |\phi_m| - \sqrt{|\phi_m|^2 - D^2}$ , а их возможные значения лежат в интервалах:

$$0 < \max|\phi_s - \bar{\phi}| < |\phi_m|, \quad \bar{\phi}(\alpha - \mu\bar{\phi}) < v < v_m = \frac{\alpha^2}{6\mu} + \frac{\bar{\phi}}{3}(\alpha - \mu\bar{\phi}) \quad (4.3)$$

При малых амплитудах решение (4.2) стремится к солитонному решению уравнения Кортевега-де Вриза. В другом предельном случае, когда амплитуда и скорость солитона стремятся к максимальным значениям  $\phi_m, v_m$ , уединенная волна принимает вид плато (см. рисунок 4.1), ограниченного относительно узкими перепадами поля, которые по своей структуре близки к кинкам – другому типу стационарных волн, существующих в рамках уравнения (4.1) при постоянных  $\alpha_{1,2}, \beta$  и единственном значении скорости  $v = v_m$ :

$$\phi_k(x, t) = \bar{\phi} + \frac{\phi_m}{2} [1 \pm \text{th} \lambda_m (x - v_m t)], \quad \lambda_m = \frac{\phi_m}{2} \sqrt{\frac{\mu}{6\beta}}. \quad (4.4)$$

Солитоны (4.2) можно рассматривать как составные образования, сформированные кинками разных полярностей (знаки  $\pm$  в (4.4))

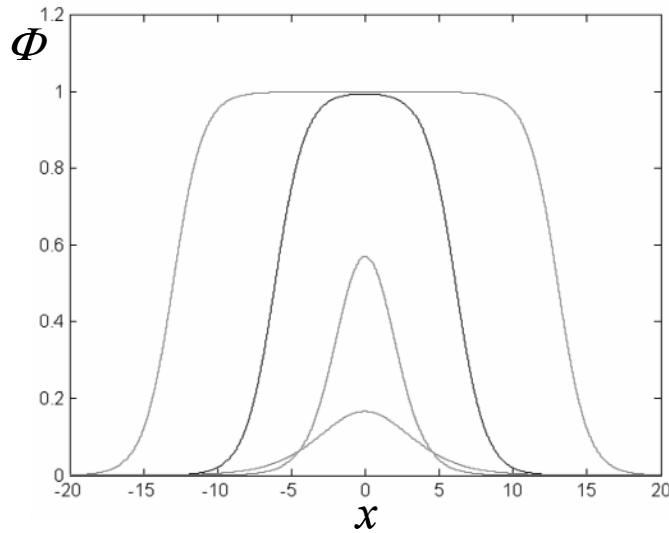


Рисунок 4.1 Составные солитоны уравнения (4.1) с постоянными коэффициентами при нулевом пьедестале для различных значений амплитуд.

При наличии возмущений, обусловленных либо воздействием соседних солитонов, либо, в данном случае, изменением параметров среды, предполагается, что масштабы изменения коэффициентов  $\alpha, \mu, \beta$  так же, как и пьедесталов ( $\sim \Lambda^{-1}$ ), существенно превосходят масштабы перепадов поля кинков ( $\sim \lambda_m^{-1}$ ), но остаются малыми или сравнимыми с расстояниями и интервалами между ними.

Искомое решение в этом случае строится методом сращиваемых асимптотических разложений, а малый параметр  $\varepsilon$ , по порядку величины, равен отношению масштабов  $\Lambda / \lambda_m \ll 1$ . В каждом приближении решения, полученные в соседних областях, сшиваются между собой (рисунок 4.2).

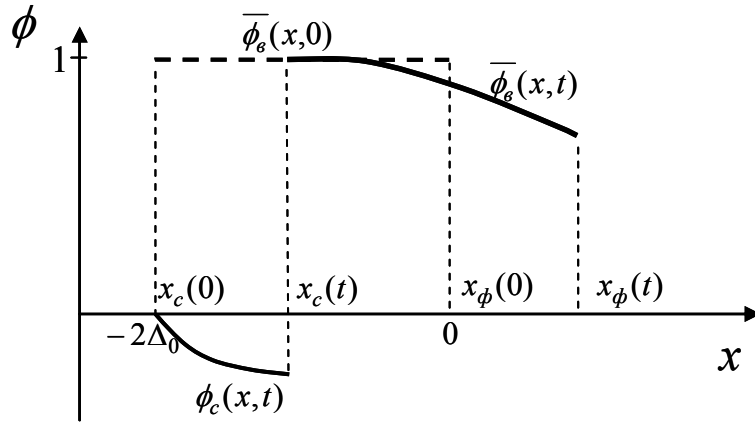


Рисунок 4.2 Области резких (внутренних) и плавных (внешних) изменений полей квазисолитона.

Во внутренних областях для перепадов поля кинков выполняются условия квазистационарности, поэтому в качестве главных членов разложения в этих областях выступают кинковые решения, параметры которых, определяемые стационарными связями с величинами  $\alpha, \mu, \beta, \phi$ , медленно меняются во времени. Во внешних областях главные члены разложений не имеют фиксированной структуры. Однако, поскольку величины поля в этих областях меняются медленно и плавно по сравнению с изменениями полей в областях перепадов, их эволюция описывается исходным уравнением Гарднера в бездисперсионном приближении (4.1), т.е. уравнением простой волны:

$$\phi_t + \phi(\alpha(x,t) - \mu(x,t)\phi)\phi_x = 0 \quad (4.5)$$

Процедура сращивания главных членов в разложении решений из внутренних и внешних областей приводит к связи величин медленно меняющихся полей  $\phi_{\pm}(x,t)$  из областей, прилегающих к данному кинку с координатой центра  $x_k(t)$  со стороны  $x > x_k$  и соответственно со стороны  $x < x_k$ :

$$\phi_+(x_k, t) = \frac{\alpha(x_k, t)}{\mu(x_k, t)} - \phi_-(x_k, t). \quad (4.6)$$

Добавляя к этим соотношениям зависимость скорости кинка от параметров  $\mu, \alpha, \phi(x_k, t)$ :

$$\frac{dx_k}{dt} = \frac{\alpha^2(x_k, t)}{6\mu(x_k, t)} + \frac{\phi(x_k, t)}{3}(\alpha(x_k, t) - \mu(x_k, t)\phi(x_k, t)) \quad (4.7)$$

получаем вместе с уравнением простой волны (4.5) замкнутую систему для описания медленно меняющихся полей во всех внешних областях между кинками. Поскольку

скорость движения кинка оказывается всегда больше скорости возмущений как в окрестности перед кинком  $x > x_k(t)$ , так и при  $x < x_k$ , кривая  $x_k(t)$  со значениями поля  $\phi_-(x_k, t)$  является линией начальных данных для уравнения простой волны и определяет поле  $\phi(x, t)$  в области между двумя последовательными кинками  $x_k(t)$  и  $x_{k+1}(t)$ . В результате алгоритм построения общего решения состоит в последовательном определении полей  $\phi(x, t)$  и траекторий кинков  $x_k(t)$ , начиная с области перед первым кинком рассматриваемой последовательности.

В связи с наблюдаемым на морских шельфах эффектом смены полярности солитона интересно рассмотреть случай переменного коэффициента  $\alpha(\tau)$  при квадратичной нелинейности; численный анализ этой ситуации проводился в работе [48], [50]. В качестве предварительного результата остановимся здесь на случае, когда параметры кубической нелинейности и дисперсии постоянны  $\mu_0 = const = 1$ , а параметр квадратичной нелинейности  $\alpha$  линейно меняется со временем:  $\alpha = 1 + \varepsilon t$ . Прежде всего отметим, что характеристическая система уравнений простой волны (4.7) элементарно интегрируется:

$$2\varepsilon(x - x_0) = \phi(1 + \varepsilon t - \phi)^2 - \phi(1 + \varepsilon t_0 - \phi)^2 \quad (4.8)$$

Все характеристики (4.8) параболы в плоскости  $(x, t)$ - с вершинами, обращенными вдоль оси  $x$  и фокальными параметрами  $\phi^{-1}\varepsilon^{-2}$ . При подстановке траектории кинка  $x_0(t_0)$  и распределения поля  $\phi(t_0)$  вдоль нее выражение (4.8) описывает медленно меняющееся поле в области за этим кинком ( $x < x_0(t_0)$ ). Так, отсутствие возмущений перед фронтом солитона в начальный момент времени, сохраняющееся, очевидно, и в дальнейшем, позволяет определить скорость  $\alpha^2(t)/6$ , а, следовательно, и координату фронта, а также и величину перепада поля  $\alpha(t)$  на фронте квазисолитона непосредственно из выражений:

$$\begin{aligned} x_\phi(t) &= 1/6 \int \alpha^2(t) dt = x_\phi(0) + (1 + \varepsilon t)^3 - 1/18\varepsilon, \\ \phi(x_\phi(t), t) &= \alpha(t) = 1 + \varepsilon t \end{aligned} \quad (4.9)$$

Подстановка зависимостей (4.9) в (4.8) дает описание эволюции медленно меняющегося поля за фронтом квазисолитона, отвечающего его вершине:

$$2\varepsilon(x - x_\phi(0)) = (\phi^3 - 1)/9 + \phi(1 + \varepsilon t - \phi)^2 \quad (4.10)$$

Координата спада квазисолитона  $x_c(t)$  и поля  $\phi = \phi_c^+(t)$  вблизи него находятся, как и в работе [55], из уравнения (4.6) и выражения (4.7) при  $x = x_c(t)$  и  $\phi = \phi_c^+(t)$ . В параметрической форме эти величины имеют вид:

$$\begin{aligned}
\bar{\phi}_c^+(p) &= \cdot p \alpha(p) = p(1 + \varepsilon t(p)) \\
\bar{\phi}_c^-(p) &= -(p-1) \alpha(p) = -(p-1)(1 + \varepsilon t(p)), \\
1 + \varepsilon t(p) &= c \cdot (1-p)^{-1/5} (p^2 - 3/5p + 1/10)^{-2/5} \exp(-2/5 \arctg 1/10 p^{-3}), \\
2\varepsilon x_c(p) &= p[(p-1)^2 + p^2/9](1 + \varepsilon t(p))^3 - 1/9 + 2\varepsilon x_\phi(0)
\end{aligned} \tag{4.11}$$

где параметр  $c$  определяется начальной длительностью солитона.

Зависимость  $\bar{\phi}_c^-(t(p)) = \alpha(p) - \bar{\phi}_c^+(p) = (1-p)\alpha(p)$  вместе с  $x_c(p)$  определяет линию начальных данных для нахождения поля  $\phi_c(x, t)$  за спадом квазисолитона из (4.10), распределение которого может быть представлено в параметрической форме. Сравнение распределений полей, полученных в рамках приближенного подхода и прямого численного интегрирования уравнения Гарднера, приведено на рисунке 4.3.

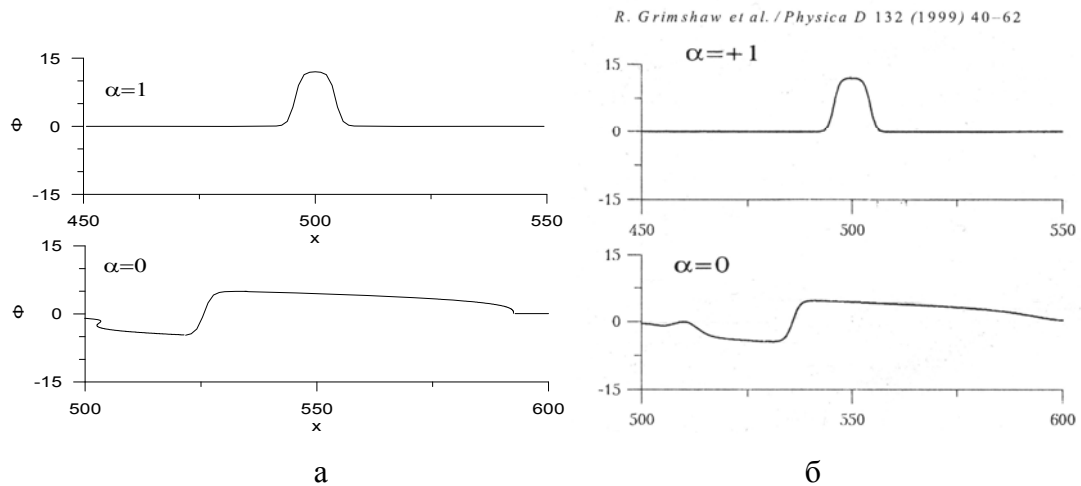


Рисунок 4.3 Форма квазисолитона при  $\alpha = 1 + \varepsilon t$ ; а- приближенный подход, б- численный счет уравнения Гарднера [50], [52].

Можно констатировать не только качественное, но и количественное соответствие между ними. Важно подчеркнуть, что приближенный подход дает адекватное описание распределение поля и в момент, когда  $\alpha = 0$  и традиционное квазистационарное описание неприменимо.

## § 4.2 Оценки параметров интенсивных внутренних волн для шельфовых зон различного типа

Для того чтобы использовать полученные результаты по приближенному описанию трансформации составных солитонов для анализа эволюции интенсивных ВВ в

шельфовой зоне океана воспользуемся результатами работы [51], где показано, что уравнение Гарднера, описывающее внутренние волны в двухслойной аппроксимации при переменной глубине нижнего слоя, имеет вид:

$$A_t + cA_x + \frac{cQ_x}{2Q}A + \mu_1AA_x + \mu_2A^2A_x + \delta A_{xxx} = 0, \quad (4.12)$$

где  $A(x,t)$  – амплитуда внутренней волны,  $c(x)$  – линейная скорость длинных волн,  $Q(x)$  – характеризует изменение амплитуды волны за счет изменения скорости  $c(x)$ , обусловленного изменением глубины нижнего слоя;  $\mu, \mu_1, \delta$  – параметры нелинейности и дисперсии соответственно. В приближении двухслойной неподвижной жидкости коэффициенты нелинейности и дисперсии уравнения Гарднера имеют вид (см. например [51]):

$$c = \sqrt{\frac{g\Delta\rho}{\rho} \frac{h_1h_2}{h_1+h_2}}, \quad \delta = \frac{ch_1h_2}{6}, \quad \mu = \frac{3c}{2} \frac{h_1-h_2}{h_1h_2}, \quad \mu_1 = -\frac{3c}{8h_1^2h_2^2}(h_1^2+h_2^2+6h_1h_2), \quad (4.13)$$

где  $\Delta\rho/\rho$  – скачок плотности между верхним слоем с толщиной  $h_1$  и нижним слоем с толщиной  $h_2$ . Заменой переменных:

$$\phi = \sqrt{Q}A, \quad \tau = \int \frac{dx}{c}, \quad \xi = \tau - t, \quad \alpha = \frac{\mu_1}{c\sqrt{Q}}, \quad \lambda = \frac{\delta}{c^3}, \quad \beta = \frac{\mu_2}{cQ}$$

уравнение (4.12) сводится к уравнению вида (4.1), где соответствующие коэффициенты нелинейности и дисперсии будут функциями переменной  $\tau = \int \frac{dx}{c}$ , являющейся «лучевой» координатой.

$$\phi_t + \phi(\alpha(\tau) - \beta(\tau)\phi)\phi_x + \lambda(\tau)\phi_{xxx} = 0. \quad (4.14)$$

Выражение для члена  $Q$  в двухслойном приближении получено в работе [Grimshaw et al., 2007]

$$Q = 2g\Delta\rho c \quad (4.15)$$

Используя приведенные выражения (4.13-4.15) были рассчитаны коэффициенты уравнения Гарднера в виде (4.13) для условий эксперимента, результаты которого описаны в [87]. Согласно [87] на шельфе полуострова Камчатка наблюдалась уединенная волна с параметрами: скорость распространения 0,51 м/с, амплитуда солитона 10 м (головная высота 14 м), ширина солитона 500 м (17 минут), линейная скорость распространения  $c = (0,24 - 0,35)$  м/с, положение термоклина  $h_1 = 14,5$  м, общая глубина менялась линейно с коэффициентом 0,017. Ниже приведены рассчитанные коэффициенты

уравнения для Гарднера вида (4.14) и значения амплитуды предельного солитона при данных параметрах гидрологии (рисунок 4.4). Видно, что коэффициент квадратичной нелинейности меняет знак при значении оси  $x$  1 км, коэффициент кубичной нелинейности при этом существенно отличен от нуля. Сравнивая результаты наблюдений [87] с результатами расчета по приближенной модели, а также результатами численного моделирования уравнения Гарднера [50] можно отметить полное качественное совпадение основных особенностей трансформации переднего и заднего фронта уединенной волны. Первоначальное уменьшение амплитуды фронта согласно (4.9) и рост амплитуды заднего фронта: при этом для каждой точки шельфовой зоны может быть получено значение амплитуды предельного солитона, определяемого фактически только гидрологией и топографией шельфовой области. Для количественного сравнения и оценки амплитуд фронта и спада необходимо знать параметры начального солитона (коэффициент  $c$  в (4.11)), а также большее количество данных о форме солитона и его параметрах в разные моменты времени.

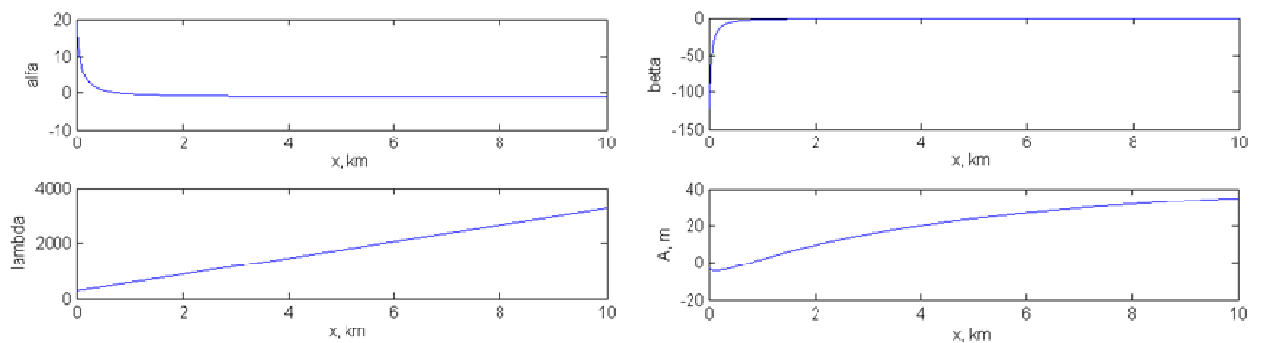


Рисунок 4.4 Коэффициенты безразмерного уравнения Гарднера и квазистационарная амплитуда фронта предельного солитона.

Для расчета поверхностных проявлений солитонов ИВВ необходимо знание неоднородного течения на морской поверхности, создаваемое внутренней волной. В приближении двухслойной стратификации, условия “твердой крышки” на поверхности и приближение мелкой воды, из закона сохранения массы в каждом слое  $\partial_t(h_1 + \eta) + \partial_x[(h_1 + \eta)U] = 0$  можно получить связь амплитуды солитона ИВВ с полем скорости на поверхности  $U(x, t)$  [92]:  $U(x, t) = c \frac{A(x, t) / h_1}{1 + A(x, t) / h_1}$ . Используя приведенную формулу, были проведены расчеты скорости поверхностного течения для параметров эксперимента описанного выше. Результаты расчетов представлены на рисунке 4.5.



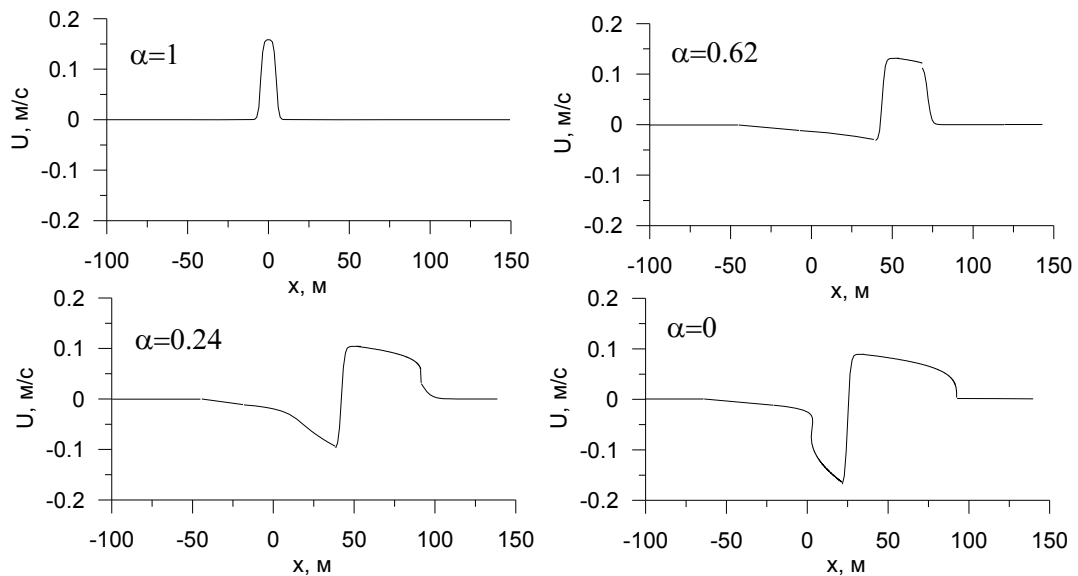


Рисунок 4.5 Рассчитанные скорости поверхностного течения в поле ИВВ на различных стадиях эволюции.

### § 4.3 Радиолокационные портреты ИВВ в шельфовой зоне

На основе кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн, описанного в § 1.4, было проведено моделирование трансформации поверхностного волнения в поле неоднородного течения, создаваемого солитоном ИВВ, распространяющимся на шельфе. Параметры солитона, такие как скорость распространения, пространственное распределение скорости течения на поверхности были приведены в § 4.2. Скорость ветра в численном эксперименте составляла 5 м/с, направлением  $30^\circ$  к направлению распространения солитона ИВВ. Таким образом, реализовывался случай попутного распространения волнения на течения, однако, в отличие от результатов натуральных экспериментов, описанных в § 3.2, область неоднородного течения движется со скоростью распространения солитона. В этом случае определенный диапазон спектра ветрового волнения попадает в режим синхронизма с внутренней волной, т.е. находится в поле неоднородных течений продолжительное время, в течение которого происходит накопление эффекта. Условием синхронизма является совпадение групповых скоростей ветровых волн со скоростью распространения солитона внутренних волн. На рисунке 4.6 приведена изменчивость спектральной плотности пространственного спектра ветрового волнения над областью солитона ИВВ, распространяющегося на шельфе, для разных моментов времени, соответствующих рисунку 4.5. Хорошо заметна область волновых чисел вблизи  $k=10$  рад/м, наиболее сильно подверженных трансформации полем неоднородных течений солитона.

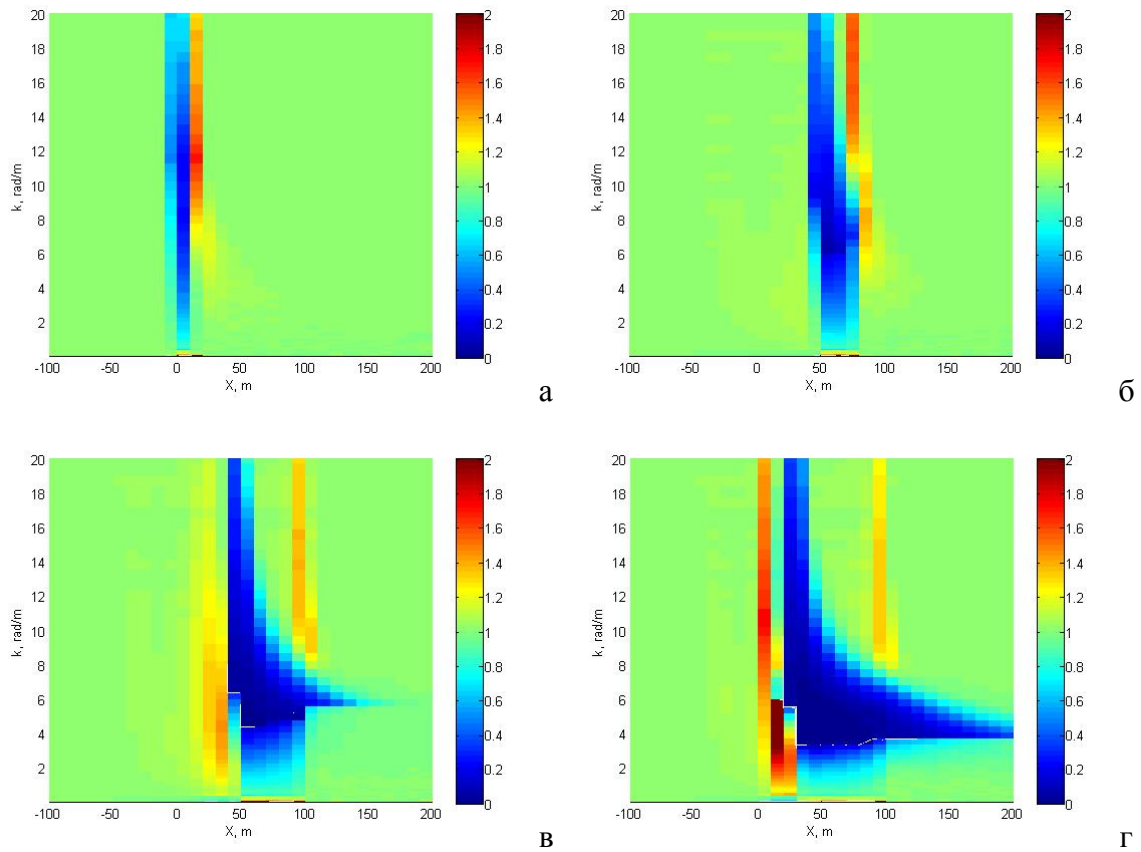


Рисунок 4.6. Трансформация спектра ветрового волнения над областью солитона ИВВ при распространении на шельфе: а –  $\alpha=1$ , б -  $\alpha=0,62$ , в -  $\alpha=0,24$ , г -  $\alpha=0$ . Цветовая шкала – изменчивость спектральной плотности.

Используя результаты моделирования трансформации спектров ветрового волнения в поле неоднородных течений солитона ИВВ и эмпирико-теоретическую модель, приведенную в § 2.1, были получены радиолокационные панорамы морской поверхности при зондировании на горизонтальной поляризации при угле скольжения  $88^\circ$ , что характерно для РЛС, установленных на берегу. Теоретические радиолокационные панорамы морской поверхности над областью ИВВ в разных стадиях развития солитона приведены на рисунке 4.7. Изображения соответствуют значениям коэффициента нелинейности  $\alpha=1$ ,  $\alpha=0,62$ ,  $\alpha=0,24$  и  $\alpha=0$ , последнее из которых является критической точкой для солитона ИВВ. Распределения скоростей поверхностных течений, используемые для расчетов, приведены ранее на рисунке 4.5. Из анализа РЛ изображений можно сделать вывод, что на попутном течении, которое наблюдалось в начале распространения солитона ИВВ, волнение и мощность РЛ сигнала ослабевали (отрицательный РЛ контраст), однако при возникновении встречного течения, которое является отрицательным “хвостом” на рисунках 4.5 при  $\alpha = 0,24$  и  $\alpha = 0$  появляется область усиления волнения и мощности РЛ сигнала (положительный РЛ контраст).

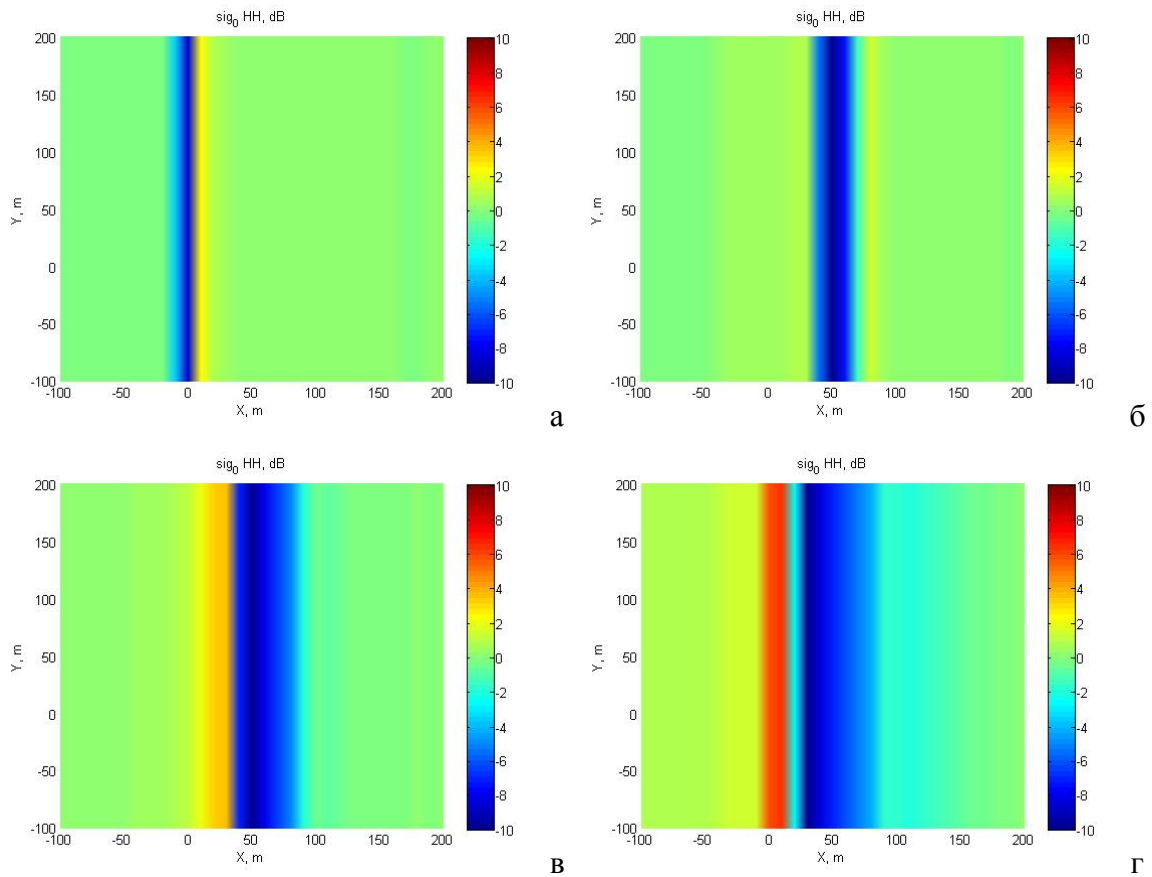


Рисунок 4.7. Теоретические радиолокационные панорамы морской поверхности над областью солитона ИВВ в разных стадиях: а –  $\alpha=1$ , б -  $\alpha=0,62$ , в -  $\alpha=0,24$ , г -  $\alpha=0$ . Цветовая шкала – радиолокационный контраст в дБ.

Проведенные расчеты демонстрируют высокие РЛ контрасты рассматриваемого явления – проявления солитона ИВВ на морской поверхности при распространении на шельфе. Для количественных расчетов было использовано предположение, введенное в § 3.3, характеризующее каскадный механизм – передачу энергии из длинноволновой области спектра ветрового волнения к коротким волнам. Высокие контрасты позволяют выделять сигнал, связанный с выходом солитонов ИВВ на поверхность моря в широком диапазоне гидрометеорологических условий. В результате наблюдения за солитонами ИВВ с помощью судовой РЛС могут быть получены временные серии РЛ панорам морской поверхности, на которых будут зарегистрированы поверхностные проявления солитона ИВВ в разные моменты времени. Анализируя смещение и характерный размер сигнатур солитона ИВВ на РЛ панорамах, можно определить скорость распространения и ширину солитона. Следует отметить, что по РЛ панорамам можно восстановить основные параметры солитона ИВВ – это не только скорость распространения и пространственный размер солитона ИВВ, а также распределение знака течения (амплитуды солитона), которое можно определить по РЛ контрасту. Также можно определить параметры

стратификации водной толщи, которые связаны со скоростью распространения солитона. Все вместе делает РЛС эффективным средством диагностики ИВВ на шельфе.

#### **§ 4.4 Заключение**

В четвертой главе продемонстрирована эффективность радиолокационной диагностики интенсивных внутренних волн (ИВВ) на морском шельфе. Предложена модификация приближенного метода описания взаимодействия составных солитонов уравнения Гарднера для исследования эволюции интенсивных внутренних волн (ИВВ) в шельфовой области океанов и морей. На основе предложенного приближенного описания неквазистационарной эволюции солитонов ИВВ и результатов экспериментального наблюдения солитонов внутренних волн в шельфовой области восточного побережья Тихого океана п-ова Камчатки найдены поля течений, создаваемых солитонами ИВВ на различном удалении от берега, рассчитана трансформация ветрового волнения и получены радиолокационные портреты поверхностных проявлений ИВВ распространяющихся на шельфе. На основе численного моделирования продемонстрирована возможность восстановления основных параметров солитона ИВВ – это скорость распространения и пространственный размер солитона ИВВ. По РЛ контрасту можно судить о распределении знака неоднородного течения, создаваемого солитоном ИВВ. Также можно определить параметры стратификации водной толщи, которые связаны со скоростью распространения солитона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулированы основные результаты диссертации и приведены рекомендации по их практическому использованию.

### Основные результаты диссертации

1. Развита эмпирико-теоретическая модель рассеяния радиоволн СВЧ диапазона взволнованной водной поверхностью при скользящих углах зондирования. В модели учтено рассеяние от обрушивающихся ветровых волн, для чего предложено эмпирическое выражение, параметризующее зависимость площади морской поверхности, занятой обрушениями, от скорости ветра. Проведена апробация модели на большом массиве экспериментальных данных, полученных в натуральных условиях.
2. Развита метод радиолокационного зондирования морской поверхности под скользящими углами, заключающийся в использовании судовой РЛС и применении разработанных алгоритмов восстановления кинематических параметров ветрового волнения (направление распространения, длина и частота энергонесущей волны), скорости и направления ветра, оценки скорости течения по данным РЛС на неподвижном посту и на движущемся судне.
3. В ходе натуральных экспериментов на основе радиолокационного зондирования обнаружена особенность растекания пленочного загрязнения – остановка процесса растекания пятна пленки на поверхности воды, последующее сжатие пятна и переход к стационарному состоянию. Предложено физическое объяснение эффекта, в основе которого лежит учет индуцированных ветровыми волнами поверхностных напряжений, которые могут изменять режим растекания.
4. Развита метод диагностики областей неоднородных течений вблизи морской поверхности с помощью радиолокационного зондирования под скользящими углами. В ходе комплексных натуральных экспериментов были зарегистрированы аномалии на морской поверхности, связанные с влиянием локализованного двумерно-неоднородного течения. Данные аномалии получили свое объяснение в рамках проведенного численного моделирования трансформации ветрового волнения и мощности отраженного радиолокационного сигнала в поле измеренных двумерно-неоднородных течений.
5. Предложена модификация приближенного метода описания взаимодействия составных солитонов уравнения Гарднера для исследования эволюции интенсивных

внутренних волн (ИВВ) в шельфовой области океанов и морей. На основе теоретического моделирования получены радиолокационные портреты проявления ИВВ на морской поверхности, которые позволяют проводить экспресс – оценки параметров ИВВ.

#### **Рекомендации по практическому использованию основных результатов диссертации**

Используя результаты диссертационной работы можно с помощью стандартных судовых РЛС проводить исследования приповерхностных процессов в океане: определять кинематические параметры энергонесущей части спектра ветрового волнения, скорость и направление ветра, площадь пленочных загрязнений и исследовать динамику слика, диагностировать области неоднородного течения, связанные, например, с обтеканием подводных возвышенностей, оценивать скорость приповерхностных течений, диагностировать распространяющиеся солитоны интенсивных внутренних волн на шельфе и оценивать основные их параметры. Развитые алгоритмы апробированы с неподвижных платформ и с борта научно-исследовательских судов. В приложениях к настоящей диссертации приведены результаты практического использования разработанных алгоритмов в ходе морской международной экспедиции NABOS-2013 и результаты измерения в интересах СЦГМС ЧАМ (Росгидромет) на Черном море в г. Сочи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Fois Franco. Enhanced Ocean Scatterometry. Doctor of Philosophy in Geosciences & Remote Sensing, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. Delft University of Technology. 2015.
2. Elfouhaily T.M., Guerin C.A.. A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces// *Waves in Random Media*. 2004. 14. R1-R40.
3. Лаврова О.Ю., Серебряный А.Н., Митягина М.И., Бочарова Т.Ю. Подспутниковые наблюдения мелкомасштабных гидродинамических процессов в северо-восточной части Черного моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2013. Т.10. № 4. С. 308-322.
4. Ермаков С.А. Влияние пленок на динамику гравитационно-капиллярных волн. Н.Новгород: ИПФ РАН. 2010. 164 с.
5. Баханов В.В., Зуев А.Л., Маров М.Н., Пелиновский Е.Н. Влияние внутренних волн на характеристики СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью // *Известия АН СССР ФАО*, Том 25, №4, 1989, С. 387-395.
6. Kropfli R.A., Ostrovski L.A., Stanton T.P., Skirta E.A., Keane A.N., and Irisov V. Relationships between strong internal waves in the coastal zone and their radar and radiometric signatures // *J. Geophys. Res.*, 104(C2), P. 3133-3148, 1999.
7. Bakhanov V.V. and Ostrovsky L.A. Action of strong internal solitary waves on surface waves // *J. Geophys. Res.*, 107(C10). 3139, 2002.
8. Gorshkov K.A., Ostrovsky L.A., Soustova I.A., Irisov V.G. Perturbation theory for kinks and application for multisoliton interactions in hydrodynamics // *Physical Review E*. 2004. V. 69. P. 1-10.
9. Справочник по радиолокации. Под ред. М. Сколника. Нью-Йорк, 1970. Пер. с англ. (в четырех томах) под общей ред. К.Н. Трофимова. Том 1. Основы радиолокации. Под ред. Я.С. Иццоки. М., "Сов. радио", 1976, 456 с.
10. Жидко Ю.М., Калмыков А.И., Каневский М.Б., Пичугин А.П., Цымбал В.Н. Радиолокационное зондирование океана // *Дистанционные методы исследования океана*. Горький: ИПФ АН СССР, 1987. С. 5-33.
11. Гуськов М.П., Жидко Ю.М., Иванова Г.К., Рябинин А.Г., Шихов О.А.. Рассеяние радиоволн трехсантиметрового диапазона морской поверхностью при малых углах скольжения // *Известия высш. уч. зав. – Радиофизика*. Том 33, № 9, 1990 г., с. 1013-1019.

12. Гуськов М.П., Жидко Ю.М., Родин В.В., Русакова И.А., Шихов О.А.. Экспериментальные исследования анизотропии обратного рассеяния радиоволн сантиметрового диапазона морской поверхностью при малых углах скольжения // Известия высш. уч. зав. – Радиофизика. Том XXXI, № 11, 1988 г., с. 1318-1330.
13. Trizna, D.B., Carlson., D.J. Studies of Dual Polarized Low Grazing Angle Radar Sea Scatter in Nearshore Regions // IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing. 1996. Vol 34, pp 747-757.
14. Dankert H., Horstmann J., and Rosenthal W. Ocean wind fields retrieved from radar-image sequences // Journal of Geophysical research, vol. 108, no. C11, 3352, doi:10.1029/2003JC002056, 2003
15. Dankert H., Horstmann J., and Rosenthal W. Wind – and wave – field measurements using marine X-band radar-image sequences // IEEE Journal of oceanic engineering, vol. 30, no. 3, July 2005. pp. 534-542.
16. Trizna, D.B. Coherent Marine Radar Measurements of Ocean Surface Currents and Directional Spectra // Oceans 2011 Santander, 6-10 June 2011
17. Ивонин Д.В., Телегин В.А., Азаров А.И., Ермошкин А.В., Баханов В.В.. Определение вектора скорости течения по измерениям навигационного радара с широкой диаграммой направленности антенны // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011, Т.8, №4. С. 219-227
18. Valenzuela G.R. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves – a review // Boundary-Layer Meteorology. 1978. Vol. 13. P. 61-85.
19. Phillips O.M. Radar returns from sea surface – Bragg scattering and breaking waves // Journal of Physical Oceanography. 1988. V.18. P. 1065-1074.
20. Кравцов Ю.А., Митягина М.И., Чурюмов А.Н. Нерезонансный механизм рассеяния электромагнитных волн на морской поверхности: рассеяние на крутых заостренных волнах // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 1999. Т. 42. № 3. С. 240-254.
21. Kudryavtsev V., Hauser D., Gaudal G., Charpon B. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface, 1, Background model // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108(C3). P. 8054.
22. Apel J.R., Ostrovsky L.A., Stepanyants Y.A., and Lynch J.F. Internal solitons in the ocean. Technical Report WHOI-05, 2005
23. Басович А.Я., Баханов В.В., Таланов В.И. Влияние интенсивных внутренних волн на ветровое волнение (кинематическая модель) // Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 8-30.



24. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972.
25. Kudryavtsev V., Akimov D., Johannessen J., Chapron B. On radar imaging of current features : 1. Model and comparison with observations // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. C07016. doi:10.1029/2004JC002505
26. Kalmykov A. I. and Pustovoytenko V. V. On Polarization Features of Radio Signals Scattered from the Sea Surface at Small Grazing Angles // J. Geophys. Res. 81, 1960-1964, 1976.
27. Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Лаврова О.Ю., Литовченко К.Ц., Митягина М.И., Раев М.Д., Сабинин К.Д., Трохимовский Ю.Г., Чурюмов А.Н., Шуган И.В. Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана // Успехи Физических Наук. 2003. 173 (1). С. 69-87.
28. Churyumov A.N., Kravtsov Yu.A., Lavrova O.Yu., Litovchenko K.Ts., Mityagina M.I., Sabinin K.D. Signatures of resonant and non-resonant scattering mechanisms on radar images of internal waves // International Journal of Remote Sensing. 2002. Vol. 23. № 20. P. 4341 – 4355.
29. Кравцов Ю.А., Литовченко К.Ц., Митягина М.И., Чурюмов А.Н. Резонансные и нерезонансные явления при микроволновом дистанционном зондировании поверхности океана // Радиотехника. 2000. № 1. С. 61-73.
30. Каневский М.Б., Караев В.Ю., Лубяко Л.В., Зуйкова Э.М., Титов В.И., Гольдблат В.Ю., Баландина Г.Н. Доплеровские спектры сантиметровых и миллиметровых радиоволн, рассеянных водной поверхностью под малыми углами скольжения // Известия высш. уч. зав. – Радиофизика. Том XLIV, № 11, 2001 г., с. 922-930.
31. Каневский М.Б., Караев В.Ю., Баландина Г.Н. Модель доплеровского спектра СВЧ радиоволн, рассеянных морской поверхностью в обратном направлении под малыми углами скольжения // Известия высш. уч. зав. – Радиофизика. Том XLV, № 9, 2002 г., с. 679-683.
32. Young I.R., Rosenthal W., Ziemer F. A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents // Journal of Geophysical research. 1985. Vol. 90. No. C1. P. 1049-1059.
33. Dankert H., Horstmann J., Rosenthal W. Detection of extreme waves using radar-image sequences // Proceedings of the International Geosciences and Remote Sensing Symposium, June 24-28, 2002, Toronto, Canada.

34. Dankert H., Neito-Borge J.C., Rosenthal W. Investigation of ocean wave groups using radar-image sequences // Proceedings of the International Geosciences and Remote Sensing Symposium, July 21-25, 2003, Toulouse, France.
35. Dankert H. Retrieval of surface-current fields and bathymetries using radar-image sequences // Proceedings of the International Geosciences and Remote Sensing Symposium, July 21-25, 2003, Toulouse, France.
36. Dankert H., Horstmann J. Wind measurements at FINO-I using marine radar-image sequences // Proceedings of the International Geosciences and Remote Sensing Symposium, July 25-29, 2005, Seoul, South-Korea.
37. Nieto Borge J.C., Soares C. G. Analysis of directional wave fields using X-band navigation radar // Coastal Engineering. 2000. V. 40. P. 375–39.
38. Nieto Borge J.C., Reichert K., Hessner K. Detection of spatio-temporal wave grouping properties by using temporal sequences of X-band radar images of the sea surface // Ocean Modeling. 2013. V. 61. P. 21–37.
39. Serafino F., Lugni C., Neito-Borge J.C., Zamparelli V. and Soldovieri F. Bathymetry determination via X-band radar data: a new strategy and numerical results // Sensors. 2010. V.10. P. 6522-6534.
40. Ivonin D. V., Telegin V. A., Bakhanov V.V., Ermoshkin A.V., and Azarov A.I. Monitoring system of surface currents on the base of low-cost X-band radar. First application on the Black Sea // RUSSIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, VOL. 13, ESES1001000, doi:10.2205/2009ES000245, 2011
41. Gade M., Huehnerfuss H., Korenowski G. Marine surface films. Springer. 2006. 341 p.
42. Fay J.A. The spread of oil slicks on a calm sea // Hoult, D.P. (ed.), Oil on the Sea. Plenum New York. 1969. P. 53–63.
43. Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Сборник научных статей под ред. Е.Н. Пелиновского. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 8-30.
44. Басович А.Я., Баханов В.В., Браво-Животовский Д. М., Гордеев Л. Б., Жидко Ю. М., Муякшин С. И. О корреляции изменения спектральной плотности сантиметровых и дециметровых поверхностных волн в поле внутренней волны // Доклады АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 967-971.
45. Ермаков С.А., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. Пленочный механизм воздействия внутренних волн на ветровую рябь //// Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 31-51.

46. Бурдюгов В.М., Верещак А.И., Гродский С.А., Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В. Оценки параметров внутренних волн по радиолокационному сигналу // Известия АН СССР ФАО, Том 23, №8, 1987, С. 877-892.
47. Morozov E.G., Paка V.T., Bakhanov V.V. Strong internal tides in the Kara Gates Strait // *Geophys. Res. Lett.*, 35, L166603, 2008.
48. Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. “Горячие точки” в поле внутренних волн в океане // *Акустический журнал*, 2007, том 53, №3, с. 410-436
49. Grimshaw R., Pelinovsky E., Talipova T. Solitary wave lowly varying solitary waves in Korteweg-de Vries equation // *Proc. Roy. Soc.* 1979. A368. P. 359-375.
50. Grimshaw R., Pelinovsky E., Talipova T. Solitary wave transformation in a medium with sing-variable quadratic nonlinearity and cubic nonlinearity//*Physica D*.1999.V.132 .PP. 40-62.
51. Grimshaw R., Pelinovsky E., Talipova T. Modeling Internal Solitary Waves in the Coastal Ocean // *Surv. Geophys.*,2007, 28. P. 273-287.
52. Nakoulima O., Zahybo N., Pelynovsky E., Talipova T., Slunyaev A., Kurkin A. Analytical and numerical studies of the variable-coefficient Gardner equation // *Appl. Math. Comput.* 2004. 152. P. 449–471
53. Карпман В.И., Маслов Е.М. Теория возмущений для солитонов // *ЖЭТФ*. 1977. Т. 73. С. 532
54. Keener J.P., McLaughlin D.W. Soliton under perturbation // *Phys. Rev. A.* 1977. V. 16. P. 777-790.
55. Горшков К.А., Соустова И.А., Ермошкин А.В., Зайцева Н.В. Эволюция составного солитона уравнения Гарднера с переменными коэффициентами. // *Изв. ВУЗов. Радиофизика*. 2012. Т. XLV, № 5. С. 324-337.
56. Kaup D.J., Newell A.C. Soliton particles, oscillator and in slowly changing media: a singular perturbation theory// *Proc. Roy. Soc. London A.* 1978. V. 301, № 1701. P. 413-446.
57. Ostrovsky L.A., Grue J. Evolution equations for strongly nonlinear internal waves // *Phys. Fluids*. 2003. V.15. P. 2934-2948.
58. Ермошкин А.В., Баханов В.В., Богатов Н.А. Развитие эмпирико-теоретической модели рассеяния радиолокационных сигналов взволнованной водной поверхностью при скользящих углах наблюдения // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т.12. № 4. С. 51-59.
59. Телегин В.А., Баханов В.В., Ермошкин А.В., Курганский М.В., Рождественская В.Н., Трубицын А.В. Наблюдения смерча некогерентным радиолокатором X-диапазона // *Научные технологии*. 2017. №2. С. 28-36.

60. Гарбацевич В.А, Ермошкин А.В., Иванов И.И., Телегин В.А. Измерение пространственно-временных характеристик морского волнения навигационными РЛС малой мощности // Гелиогеофизические исследования. №13. 2015. С. 91-96.
61. Баханов В.В., Ермошкин А.В., Кемарская О.Н., Телегин В.А. О возможности использования судовой радиолокационной станции в гидрофизических исследованиях // Труды XXVII Всероссийского симпозиума “Радиолокационного исследования природных сред”, 2012, т.1, вып.9, с.143-151
62. Баханов В.В., Богатов Н.А., Ермошкин А.В., Кемарская О.Н. Лабораторные исследования модуляции обрушений коротких ветровых волн в поле длинной поверхностной волны. Труды XXVIII Всероссийского симпозиума “Радиолокационное исследование природных сред”, Санкт-Петербург, 2013 г., т.1, вып.10, с.236-245
63. Ivonin D.V., Bakhanov V.V., Ermoshkin A.V., Telegin V.A.. Measurements of Velocity Vector of Surface Currents by Means of Nautical Radar Furuno 1832. Materials of the 16th Session of International conference “Fluxes and Structures in Fluids: Physics of Geospheres”, Vladivostok, 25-30 September, 2011, pp. 83-85.
64. Ивонин Д.В., Овечкин В.Е., Баханов В.В., Ермошкин А.В., Телегин В.А. Возможность определения параметров морского волнения по измерениям некогерентного навигационного радара СВЧ диапазона // Труды Международной научной конференции “Излучение и рассеяние электромагнитных волн” ИРЭМВ - 2009. г. Геленджик, 27 июня–1 июля 2009г, 5с., 2009
65. Bogatov N.A., Bakhanov V.V., Ermoshkin A.V., Kazakov V.I., Kemarskaya O.N., Titov V.I., Troitskaya Y.I. Using of standard marine radar for determination of a water surface and an atmosphere near surface layer parameters // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering 2014. С. 924013.
66. Elfouhaily T.B., Chapron B., Katsaros K.B., Vandemark D.J. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophys. Res. 1997. Vol.107. P. 15781–15796.
67. Anguelova M., Webster F. Whitecap coverage from satellite measurements: A first step toward modeling the variability of oceanic whitecaps // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111C. P. 3017.
68. Bakhanov V.V., Bogatov N.A., Ermoshkin A.V., Kandaurov A.A., Kemarskaya O.N., Sergeev D.A., Troitskaya Yu.I. Laboratory investigation of short wind wave breaking modulation in the long surface wave field // Proceedings SPIE 8888, Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions. 2013. P. 888809.

69. Практикум по динамике океана. Под ред. А.В. Некрасова, Е.Н. Пелиновского. Санкт-Петербург Гидрометеиздат. 1992 г.
70. Каневский М.Б.. Теория формирования радиолокационного изображения поверхности океана. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2004. – 124 с.
71. Гордеев Л.Б., Жидко Ю.М., Зуйкова Э.М. Радиолокационные наблюдения с борта судна сликов на морской поверхности, вызванных внутренними волнами // Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 124-136.
72. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 470 с.
73. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 376 с.
74. Ermakov S., Kapustin I., Sergievskaya I., da Silva J. Spreading of oil films on the sea surface: radar/optical observations and physical mechanisms // Proc. SPIE 9638, Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2015, 963807 (October 14, 2015); doi: 10.1117/12.2195004.
75. Ермаков С.А., Лаврова О.Ю., Капустин И.А., Макаров Е.В., Сергиевская И.А. Исследование особенностей геометрии пленочных сликов на морской поверхности по данным спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т.13. № 3. С.97-105.
76. Ермошкин А.В., Капустин И.А. Исследование особенностей растекания пленок поверхностно-активных веществ на поверхности внутренних водоемов морским навигационным радиолокатором // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 113–119.
77. Foss M. Manifestation of momentum transfer in case of ocean surface waves being damped by an elastic film or a viscous layer: Dissertation Dr. Sci., University of Tromso. Norway. 2000. 128 p.
78. Phillips O.M. Dynamics of the upper ocean. Cambridge University Press. 1977. 336 PP.
79. Баханов В.В., Богатов Н.А., Волков А.С., Ермошкин А.В., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О.Н., Лобанов В.Н., Репина И.А., Титов В.И. Натурные исследования масштабов изменчивости гравитационно-капиллярных волн и приводного ветра в шельфовой зоне черного моря// Известия РАН, ФАО, 2010, том 46, № 2, с. 255–262.

80. Григоренко К.С., Хартиев С.М., Соловьева А.А., Ермошкин А.В. Исследование кинематических характеристик внутренних волн в центральной Атлантике по данным CTD –профилирования // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2015. № 1. С. 41-50.
81. Bakhanov V., Titov V., Ermoshkin A., Bogatov N., Zhu M., Chong J., Wang X. Laboratory studies by the optical means of wind wave characteristics and its transformation in internal wave field. Proceedings VI International Conference “Current Problems in Optical of Natural Waters”, Saint-Petersburg, “Nauka”, 2011, p. 219-221, 269-271.
82. Bakhanov V.V., Bogatov N.A., Ermoshkin A.V., Ivanov A.Yu., Lobanov V.N., Kemarskaya O.N., Titov V.I. Full-scale investigations of the action of internal waves and inhomogeneous currents on the wind waves in the White Sea. Proceedings of SPIE Volume: 8175, Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2011, Editors, 81750L, DOI: 10.1117/12.898364.
83. Баханов В.В., Волков А.С., Ермошкин А.В., Зуйкова Э.М., Кемарская О.Н., Репина И.А., Титов В.И. Натурные исследования изменчивости поверхностного волнения и приводного ветра в районе шельфа // Материалы третьей межведомственной конференции “Проявление глубинных процессов на морской поверхности”. 2008. С. 16-24.
84. Bakhanov V.V., Bogatov N.A., Ermoshkin A.V., Zuikova E.M., Kazakov V.I., Kemarskaya O.N., Repina I.A., Titov V.I., Troitskaya Yu. I. Subsatellite experiments in the north-eastern part of the Black sea // IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium, July 12-17, 2009, Cape Town, South Africa, Symposium Proceedings. The Institute of Electrical and Electronics Engineers, Inc., pp. III-188 – III191, 2009
85. Bakhanov V.V., Bogatov N.A., Ermoshkin A.V., Kemarskaya O.N., Titov V.I., Ivanov A.Y. Study on wind wave variability by inhomogeneous currents in the closed seas // Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2012. С. 85320N.
86. Battjes J.A., Zitman T.J., Holthuijsen L.H. A reanalysis of the spectra observed in JONSWAP // J. Phys. Oceanogr. 1987.V.17.P.1288—1295.
87. Серебряный А.Н., Пао К.П. Прохождение нелинейной внутренней волны через точку переворота на шельфе//Докл. РАН.2008.Т.420,№4,с.543-547.
88. Ермошкин А.В. Динамика интенсивных внутренних волн в Японском и Охотском морях с использованием спутниковых данных // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского, №4 часть 2. с. 430-432.

89. Gorshkov, K.A., Soustova, I.A., Ermoshkin, A.V. Field Structure of a Quasisoliton Approaching the Critical Point // Radiophysics and Quantum Electronics, March 2016, Volume 58, Issue 10, pp 738–744.

90. Горшков К.А., Соустова И.А., Ермошкин А.В., Зайцева Н.В. О приближенном описании неквазистационарной эволюции солитонов внутренних волн, близких к предельным, в рамках уравнения Гарднера с переменными коэффициентами // Фундаментальная и прикладная гидрофизика, 2013, Т.6, № 3, с. 54-62.

91. Горшков К.А., Дубина В.А., Ермошкин А.В., Соустова И.А., Троицкая Ю.И. Анализ эволюции интенсивных внутренних волн в Японском и Охотском морях с использованием данных радиолокатора с синтезированной апертурой и радиометров // Труды Государственного океанографического института. 2011. № 213. С. 234 – 243.

92. Горшков К.А., Долина И.С., Соустова И.А., Троицкая Ю.И. Трансформация коротких волн в поле неоднородных течений на поверхности океана. Влияние модуляции ветрового инкремента // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2003. Т. 46. № 7. С. 513-536.

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ**

- АЦП – аналогово-цифровой преобразователь  
ДЗ – дистанционное зондирование  
ВВ – внутренняя волна  
ИВВ – интенсивная внутренняя волна  
ИКИ РАН – Институт космических исследований Российской академии наук  
ИПФ РАН – Институт прикладной физики Российской академии наук  
НИР – научно-исследовательская работа  
НИС – научно-исследовательское судно  
НЭС – научно-экспедиционное судно  
ОКР – опытно-конструкторская работа  
ОПЛ – отдельно плавающие льдины  
ПАВ – поверхностно-активное вещество  
РЛ – радиолокационный  
РЛС – радиолокационная станция  
РСА – радиолокатор с синтезированной апертурой  
РФФИ – Российский фонд фундаментальных исследований  
СВЧ – сверхвысокая частота  
СЦГМС ЧАМ - Специализированный центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Черного и Азовского морей  
УЭПР – удельная эффективная площадь рассеяния  
ФЦП – Федеральная целевая программа  
ЭПР – эффективная площадь рассеяния  
GPS – система глобального позиционирования  
UTC – Всемирное координированное время



**ПРИЛОЖЕНИЕ I**

Радиолокационное наблюдение состояния морской поверхности в ходе международного арктического рейса НЭС “Академик Федоров” NABOS-2013

В приложении I описано наблюдение за состоянием морской поверхности с помощью судовой радиолокационной станции (РЛС) в ходе международного арктического рейса НЭС “Академик Федоров”. Данные дистанционного радиолокационного зондирования позволяют решать следующие задачи: общая оценка состояния поверхности моря (сила волнения, наличие льда, дождь), детальные характеристики морского волнения (длина, частота, период и скорость распространения энергонесущей компоненты ветрового волнения), параметры ледовой обстановки (площадь морской поверхности, площадь занятая льдом, шероховатость ледовых полей).

В состав системы радиолокационного наблюдения состояния морской поверхности входили следующие приборы: судовая навигационная станция РЛС Icom 1200RH, блок оцифровки данных РЛС, GPS навигатор Garmin 276C, ноутбук. Радиолокационная станция устанавливалась на мачте на высоте 28 м над уровнем моря. При такой установке образовывались несколько секторов затенения: сектор 350-40 градусов в область наблюдения попадали частично главная мачта и выхлопная труба, сектор 220 – 250 градусов частично закрыт мачтой, на которой установлен радар.

Наблюдения за состоянием морской поверхности проводились круглосуточно в квазинепрерывном режиме. Раз в 15 минут производилась запись файла с данными РЛС длительностью 5 минут. Навигационные данные записывались непрерывно с дискретностью 10 секунд. Работа происходила как в дрейфе на станциях, так и в переходах между ними.

За время исследований был получен большой объем данных (порядка 400 ГБ или 230 часов записи) радиолокационного зондирования морской поверхности при различных условиях. Скорость ветра менялась от 3 до 20 м/с в условиях открытой воды, редких айсбергов, полей колотого льда, ледовых полей со снежницами и разводьями, сплошного льда.

Весь объем собранного материала можно классифицировать по следующим условиям: открытая вода (1), редкие льдины (2), колотый лед и шуга (3), льды с разводьями (4), сплошные льды (5) (см. таблицу I.1). Соответственно в каждой группе обработка радиолокационных данных будет отличаться своей спецификой. Для данных 1-3 группы проводилась спектральная обработка с помощью 3х мерного преобразования

Фурье. Такой подход позволяет определять кинематические характеристики ветрового волнения и волн зыби. В случаях 2 и 3 площадь занимаемая льдом и площадь открытой воды отличаются друг от друга по интенсивности отраженного РЛ сигнала и легко идентифицируются. Пример обработки данных 1, 2, 3 группы приведен ниже.

Определение кинематических характеристик поверхностного волнения рассматривается на примере данных за 26 августа 2013 года 08:15 UTC. Судно лежало в дрейфе, скорость ветра составляла около 8 м/с в направлении 270-290 градусов относительно носа судна. Сила волнения достигала 3 баллов. Следует отметить, что данный случай является наиболее подходящим для спектральной обработки сигнала, в связи с присутствием хорошего волнения. На рисунке I.1а приведена радиолокационная панорама за один оборот антенны. Хорошо видны сектора затенения, о которых сказано выше. Полосатая структура изображения связана с модуляцией отраженного сигнала ветровыми волнами. На рисунке I.1б приведена панорама, усредненная за 5 минут наблюдений. Данная иллюстрация говорит о силе волнения и его однородности. Путем нормировки рисунка 1а на рисунок 1б устраняется зависимость сигнала от дальности и появляется возможность изучать нестационарные во времени или в пространстве процессы, такие как движущаяся поверхностная волна. Результат такой нормировки представлен на рисунке I.2а, где изображен участок поверхности размерами  $1 \times 1 \text{ км}^2$ . Чередующиеся полосы соответствуют поверхностным волнам. С помощью пространственного преобразования Фурье получен рисунок I.2б. Оси рисунка I.2б соответствуют волновым числам  $k_x$  и  $k_y$  в рад/м. На рисунке наблюдаются спектральные максимумы, соответствующие энергонесущей компоненте ветрового волнения.

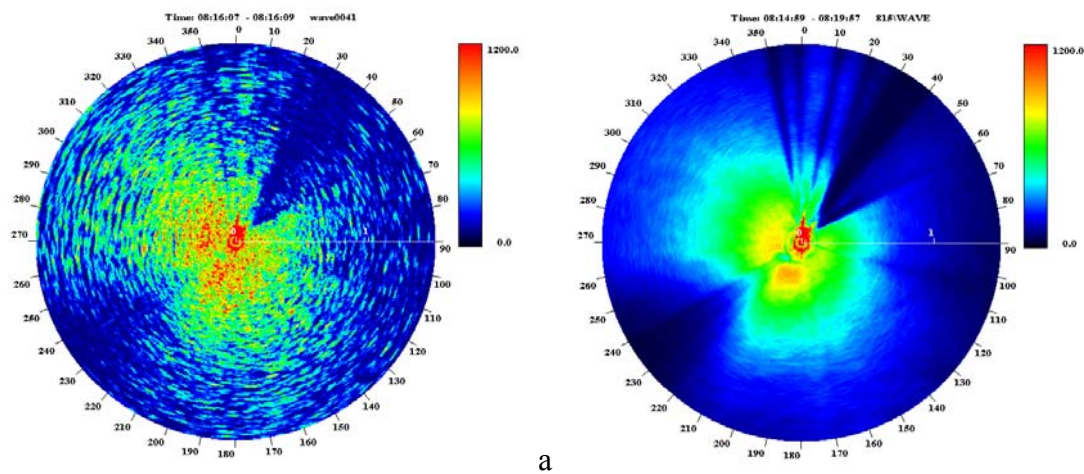


Рисунок I.1 Радиолокационные панорамы морского волнения за 26.08.2013 08:15 UTC. Радиус изображений составляет 1,5 км.

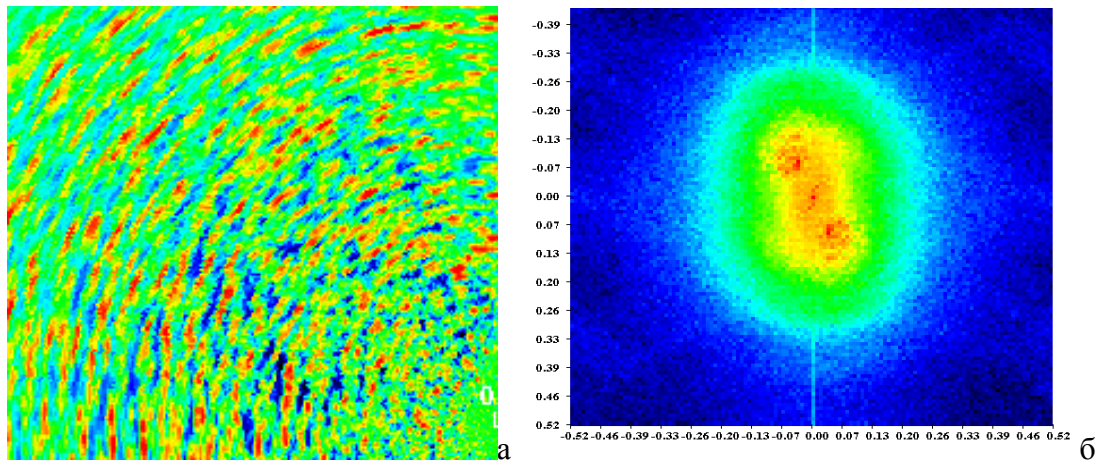


Рисунок 1.2 Участок морской поверхности размером  $1 \times 1 \text{ км}^2$  по данным РЛС – а, и пространственный Фурье спектр изображения – б. Оси рисунка 2б соответствуют волновым числам  $k_x$  и  $k_y$  в рад/м.

При обработке временной серии радиолокационных панорам появляется возможность изучать частотные зависимости. Результат такой обработки представлен на рисунке 1.3. Каждое изображение соответствует одному значению частоты, а оси абсцисс и ординат изображения являются пространственными координатами (волновыми числами  $k_x$  и  $k_y$  в рад/м, как на рисунке 1.2б). На данных рисунка хорошо различимы спектральные максимумы, соответствующие энергонесущим компонентам ветрового волнения. Более удобный вид отображения результатов спектральной обработки представлен на рисунке 4. Это так называемый  $\omega-k$  спектр, по оси абсцисс которого отложен модуль волнового числа, а по оси ординат частота. Данный спектр получен путем суммирования по всем углам каждого из изображений на рисунке 1.3. По приведенным данным можно определить длину и период присутствующих на поверхности ветровых волн по формулам

$$T = \frac{2\pi}{\omega}; \lambda = \frac{2\pi}{k}.$$

Для ситуации за 26.08.2013 08:15 UTC для энергонесущей волны

(максимальное значение  $\omega-k$  спектра) период равен 7,7 с, а её длина 62 м. При этом скорость движения получается равной 8 м/с, что соответствует величине скорости ветра и говорит о развитом характере волнения. Направление распространения волнения определяется из анизотропии рассеивания РЛ сигнала, наибольший уровень сигнала соответствует направлению, откуда приходит волна. Для восстановления высот волнения необходима калибровка РЛС относительно данных буя или других систем, измеряющих высоту волны. В целом, судовая РЛС удобный и надежный инструмент для измерения кинематических параметров морского волнения.

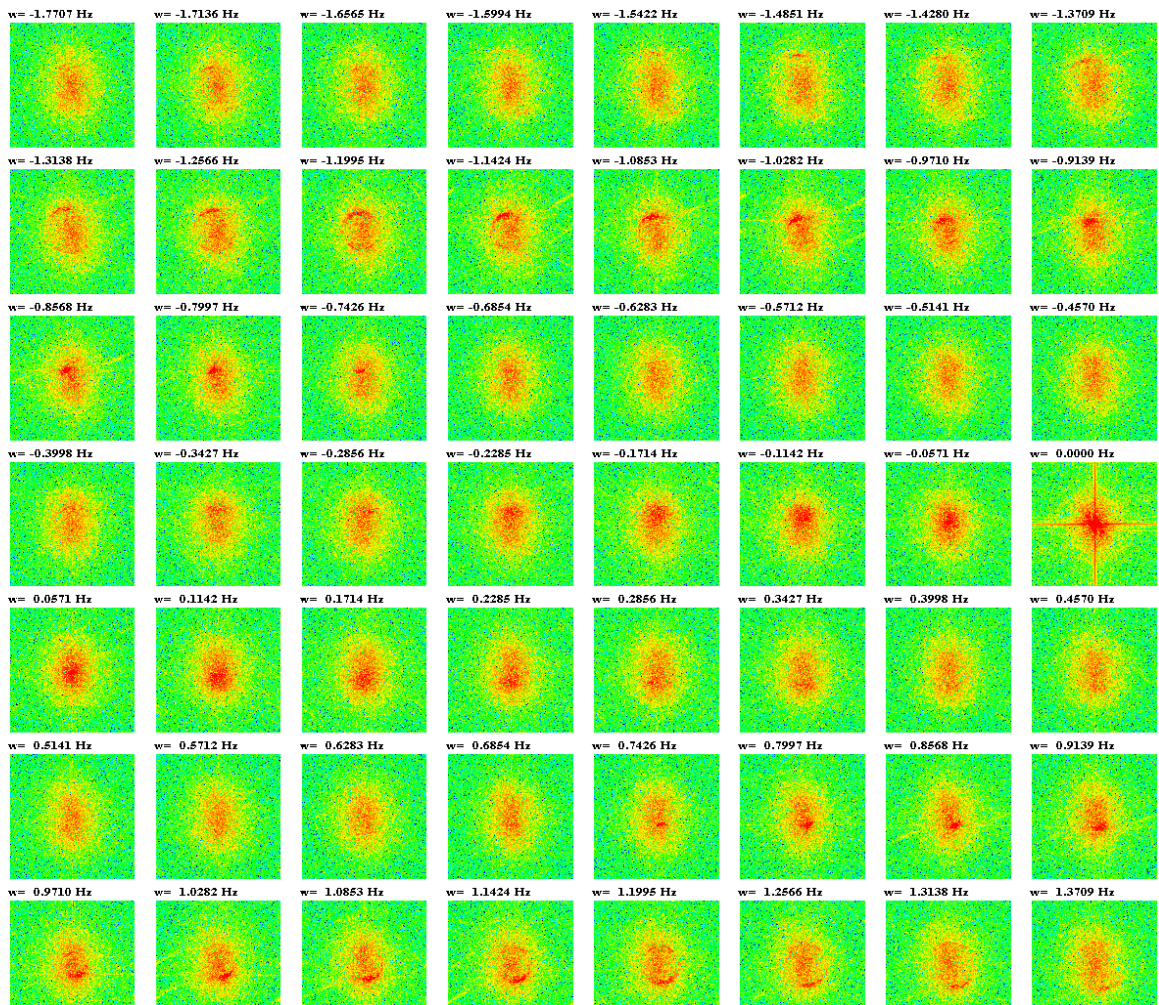


Рисунок I.3 Результат 3х мерного преобразования Фурье, полученный при обработке 64 оборотов антенны РЛС.

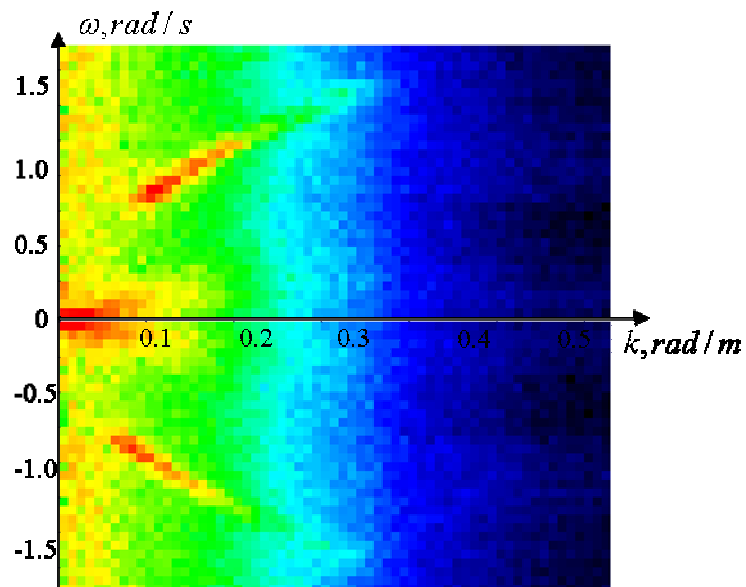


Рисунок I.4  $\omega - k$  спектр ветрового волнения.

Для случая 2, когда на РЛ панорамах наблюдаются отдельно плавающие льдины (ОПЛ) спектральная обработка для определения кинематических параметров ветрового

волнения может быть проведена таким же образом, как и для случая 1. Это связано с тем, что большая часть поверхности моря остается открытой, а сами айсберги имеют скорости движения много меньше скоростей распространения поверхностных волн. Пример РЛ панорамы с ОПЛ приведен на рисунке I.5. При усреднении РЛ данных за все время записи (5 минут) с движущегося судна получаются РЛ панорамы вида I.5а. Прямые полосы голубого цвета соответствуют сигналам от айсбергов. Длина полос равна пути, пройденному судном относительно айсбергов за время усреднения (5 минут), а ширина – размеру айсберга. На рисунке I.5б приведена РЛ панорама за один оборот антенны и построенная в других порогах. В этом случае айсберги выглядят как красные пятна на черном фоне. По РЛ панорамам возможно вычислить размеры ОПЛ. Скорость движения ОПЛ слишком мала по сравнению со скоростью движения судна, поэтому о её вычислении можно говорить лишь при работе с неподвижного судна.

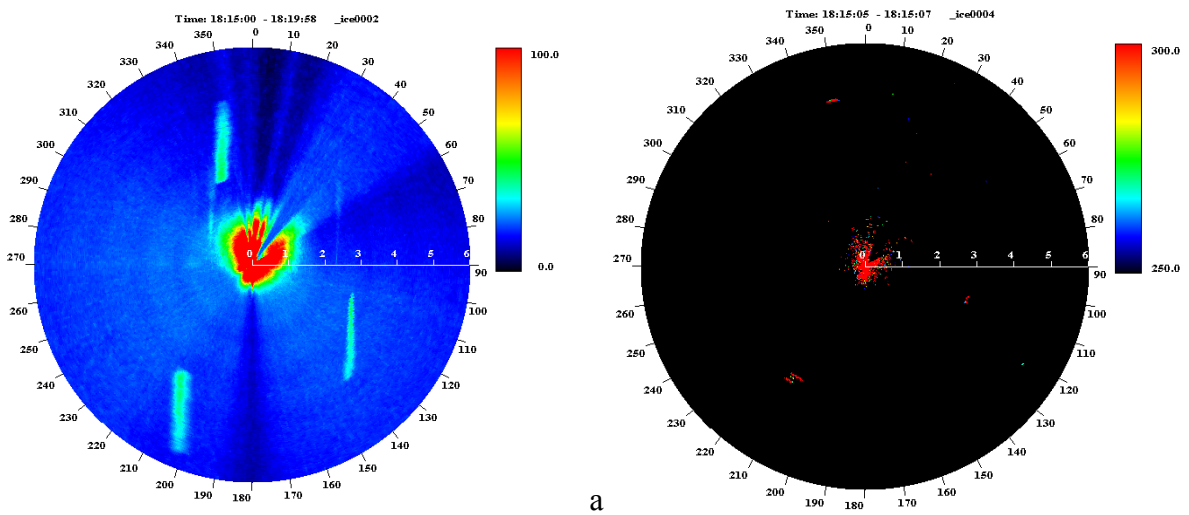


Рисунок I.5 Изображение отдельно плавающих льдин (ОПЛ) на РЛ панорамах. а- усредненная за 5 минут РЛ панорама, б – панорама за один оборот антенны РЛС.

Интересный случай наблюдается при наличии на поверхности полей колотого льда (случай 3). Соответствующие РЛ панорамы приведены на рисунке I.6. Радиолокационный сигнал хорошо рассеивается на ледовых неоднородностях, которыми покрыта большая часть поверхности моря. В этом случае чистая вода хорошо определяется по более слабому отражению РЛ сигнала. На рисунке I.6 сектора затенения, о которых говорилось выше, закрашены белым цветом, хорошо различается чистая вода (голубой цвет на рисунке ба).

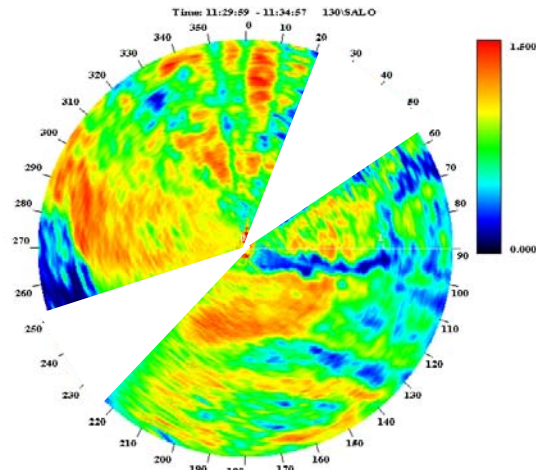


Рисунок I.6 РЛ панорамы поля колотого льда. а – цветная шкала, открытая вода имеет синий цвет

В связи с тем, что поверхность не жесткая, на ней присутствуют волновые движения, а благодаря наличию отражателей на большей части поверхности, такие движения становятся видимыми при РЛ зондировании. В результате применения 3х-мерного Фурье преобразования, как и для случая 1, можно получить кинематические характеристики поверхностного волнения. Результаты спектральной обработки приведены на рисунке I.7. Так же как и в случае 1 наблюдаются спектральные максимумы на определенных частотах, которые немного ниже, чем на чистой воде. На рисунке I.8 приведен  $\omega - k$  спектр волновых движений на поверхности моря, покрытой колотым льдом. Из данного рисунка можно заключить, что на поверхности присутствует ветровое волнение с длинами волн от 30 до 100 метров, по-видимому, это энергонесущая часть ветрового волнения с открытой воды и может быть частично зыбь. Более короткие волны должны быстро затухать при наличии колотого льда, а длинные волны, которые наблюдаются на спектре, могут существовать при такой поверхности.

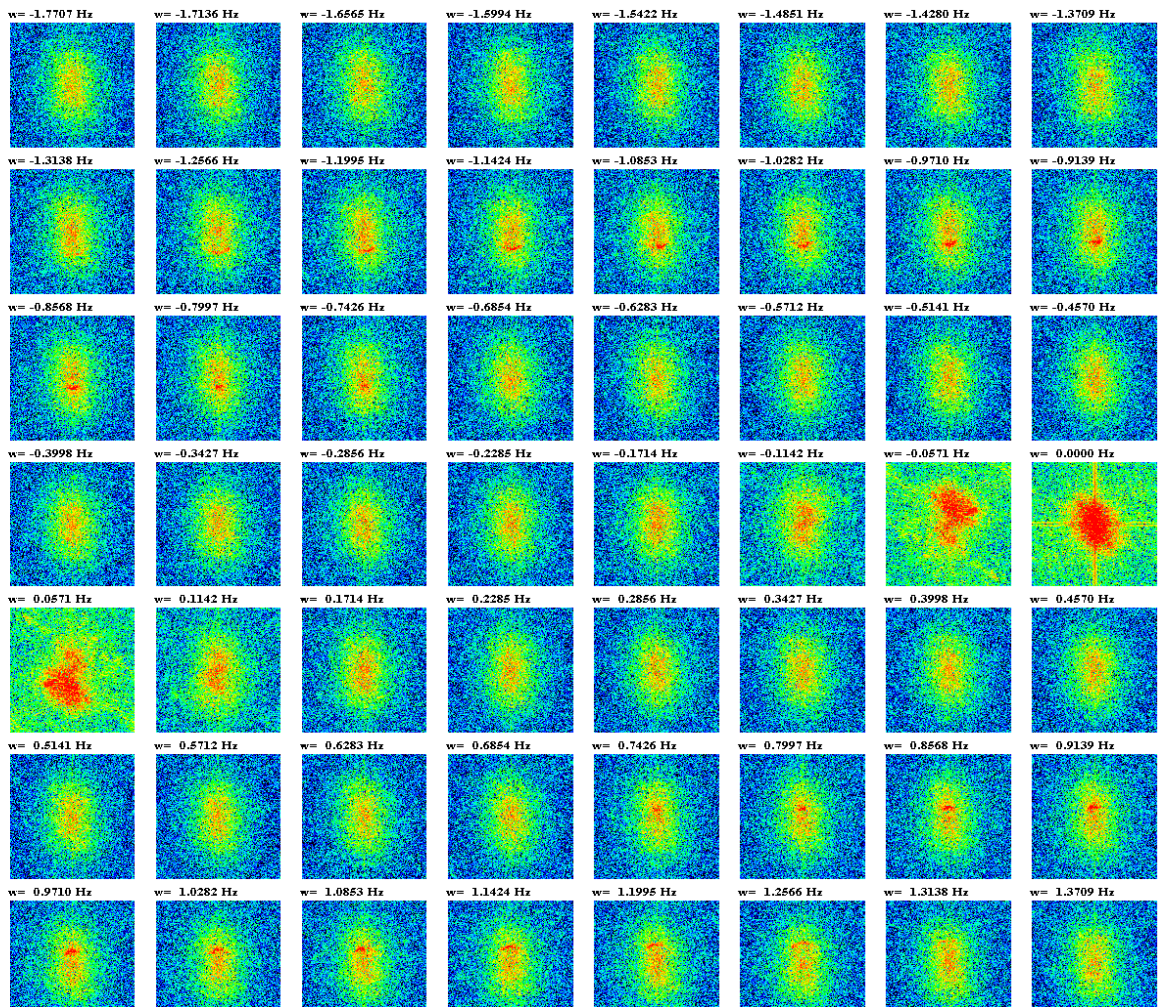


Рисунок I.7 Результаты 3х мерного преобразования Фурье для 64 оборотов антенны РЛС в условиях поля колотого льда.

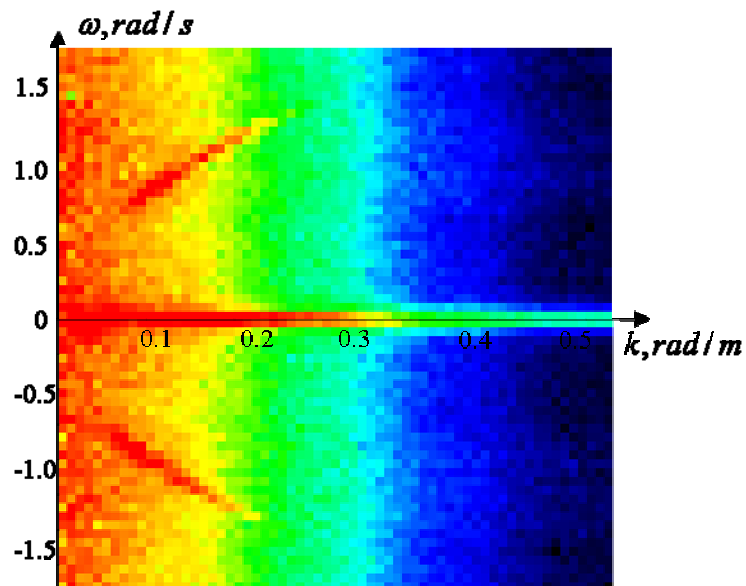


Рисунок I.8  $\omega-k$  спектр волновых движений на поверхности моря, покрытой колотым льдом.

Однако для случаев 4 и 5 спектральная обработка не подходит, в связи с отсутствием волновых движений на поверхности. В данных условиях анализируются лишь радиолокационные панорамы морской (ледовой) поверхности. Интенсивность отраженного радиолокационного сигнала зависит от шероховатости подстилающей поверхности и в случае ровного льда возникают сложности с выделением сигналов от спокойной воды и от гладкого льда. Однако достаточно хорошо наблюдается структура ледовых полей, торосы, разломы и другие неоднородности. Примеры обработки данных попавших в группы 4 и 5 приведены ниже.

На рисунке I.9а приведена РЛ панорама, полученная в условиях льда с разводьями. На данной панораме на малых дальностях до 500 м наблюдаются разводья в секторе 120-220 градусов и 330-350 градусов. Разводья можно различить по резким границам, на которых происходит усиление РЛ сигнала – кромкам льда. От поверхности воды в таких условиях РЛ сигнал практически не отражается, т.к. достаточное для отражения волнение в условиях ограниченного разгона развиваться не может. Таким образом, определены два критерия определения разводий: 1 – наличие резких границ, 2 – слабый уровень сигнала. Однако на больших дальностях сигнал, даже отраженный ото льда становится слабым, поэтому данный метод может работать на небольших расстояниях.

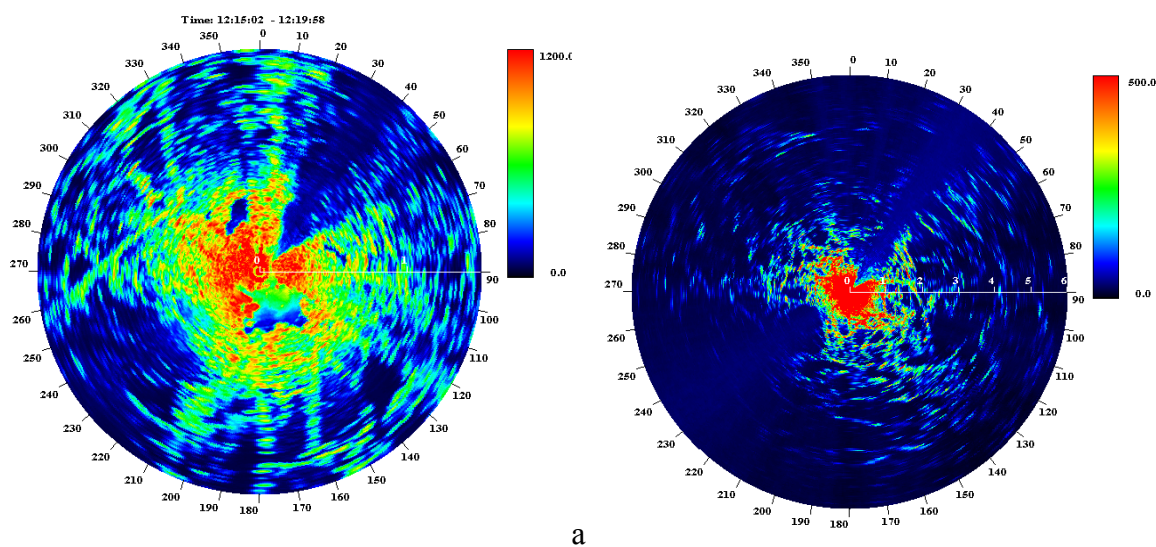


Рисунок I.9 РЛ панорама радиусом 1,5 км для случая 4 (поле льда с разводьями) – а. РЛ панорамы радиусом 6 км для случая 5 (сплошной лед) – б.

На рисунке I.9б приведены РЛ панорамы с радиусом 6 км для случая сплошного ледяного поля. На данном рисунке хорошо различимы торосы, проявляющиеся на РЛ панорамах в виде линий с повышенным уровнем сигнала. Такие данные могут помочь в определении такого параметра ледового покрова как торосистость.



Очевидно, что методы работы с РЛ панорамами ледового покрова нуждаются в развитии и доработке. Однако с помощью судовой РЛС удалось решить задачи по наблюдению за состоянием морской поверхности в ходе рейса НЭС “Академик Федоров”.

Таблица I.1

Дата	1	2	3	4	5
21.08.2013	+				
22.08.2013	+				
23.08.2013	+				
24.08.2013	+	+		+	
25.08.2013	+	+	+	+	
26.08.2013	+	+	+		
27.08.2013	+	+		+	+
28.08.2013				+	+
29.08.2013				+	+
30.08.2013	+	+		+	+
31.08.2013	+				
01.09.2013	+	+	+		
02.09.2013				+	+
03.09.2013				+	+
04.09.2013	+	+		+	+
05.09.2013	+				
06.09.2013	+				
07.09.2013	+	+	+	+	+
08.09.2013	+				
09.09.2013	+	+	+		
10.09.2013		+	+	+	+
11.09.2013				+	+
12.09.2013		+	+	+	+
13.09.2013		+			
14.09.2013		+			
15.09.2013		+	+	+	+
16.09.2013	+	+			
17.09.2013					
18.09.2013					
19.09.2013					
20.09.2013					
21.09.2013					
22.09.2013					

## ПРИЛОЖЕНИЕ II

Измерения параметров ветрового волнения в штормовых условиях с помощью судовой РЛС на базе Специализированного центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Черного и Азовского морей СЦГМС ЧАМ (Росгидромет) на Черном море в г. Сочи.

В декабре 2013 года на морскую станцию Специализированного центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Черного и Азовского морей СЦГМС ЧАМ (Росгидромет) в г. Сочи был установлен радиолокационный комплекс. В состав комплекса входили: судовая РЛС Furuno 1942 МК-2, блок оцифровки и предварительной обработки данных РЛС, а также программный комплекс с рабочим интерфейсом на персональном компьютере. Целью установки послужила необходимость в дистанционных измерениях параметров ветровых волн в штормовых условиях в нескольких точках прибрежной акватории Черного моря.

Синхронно с проведением радиолокационной съемки были получены данные с морской буйковой автоматической гидрометеорологической станции, установленной на участке прибрежной зоны Чёрного моря, в 2,2 км от береговой линии на траверзе устья р. Бзугу. Глубина в точке установки - 36м. Фотографии РЛС и буя приведены на рисунке П.1.

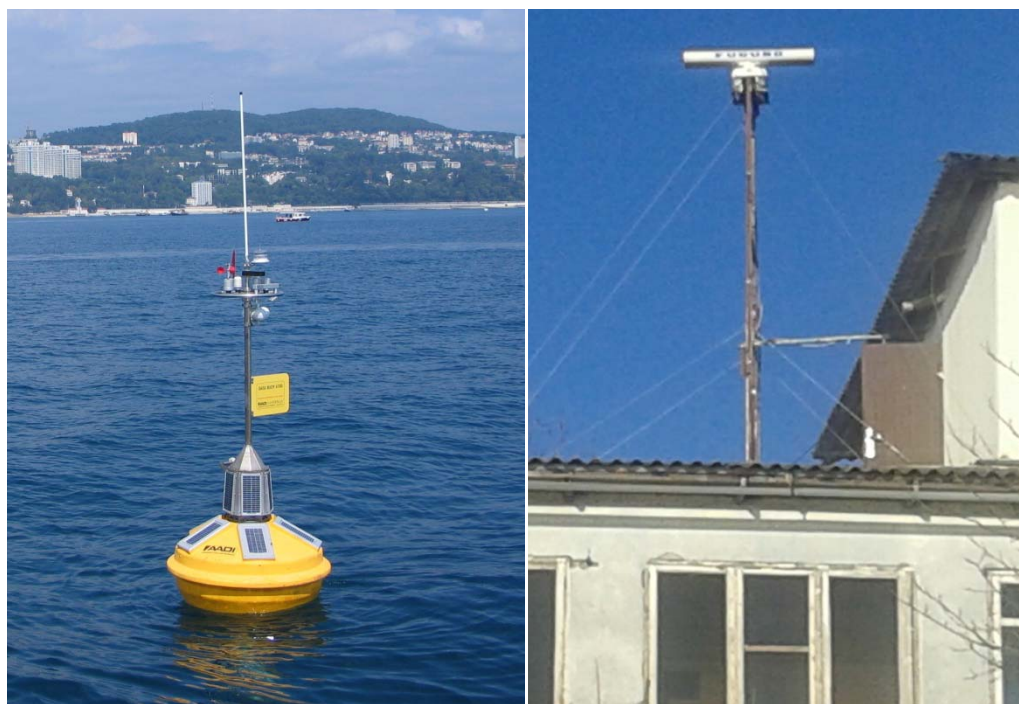


Рисунок П.1 Фотография буя и РЛС на Черном море.

Для проведения измерений характеристик ветрового волнения с помощью радиолокационной станции было разработано специальное программное обеспечение. Программа использует РЛ данные за 64 оборота антенны. Вид средней РЛ панорамы в секторе 145 – 275 градусов и радиусом 3 км, наложенный на карту, приведен в рабочем окне программы на рисунке II.2. Для спектрального анализа может быть выбрана любая точка РЛ панорамы, в которой будет определено направление распространения, длина и период энергонесущей волны. Данные дистанционных измерений сопоставлялись с данными буйковых измерений и наблюдений на метеорологическом посту.

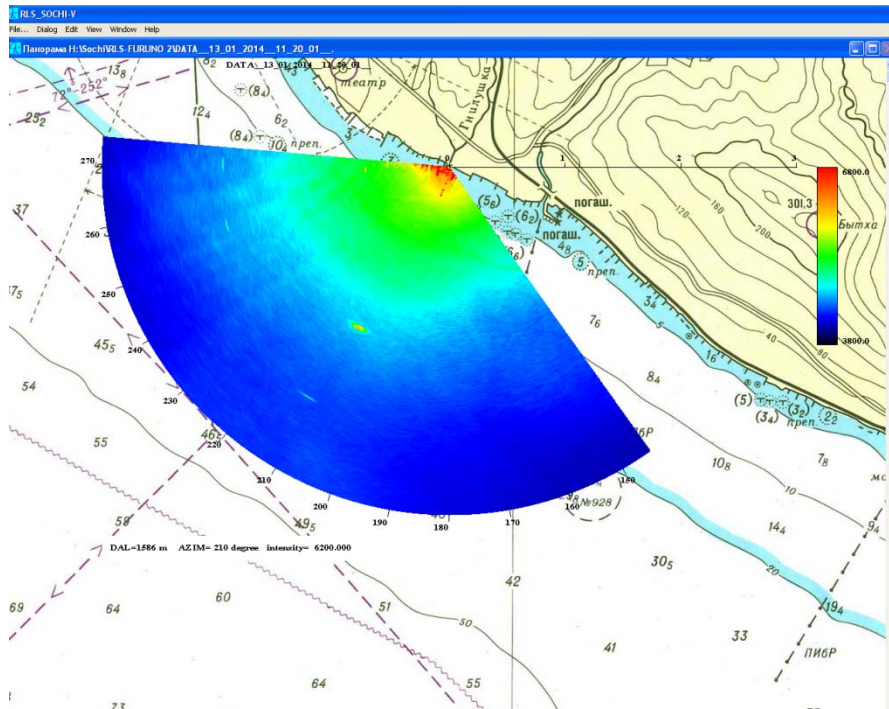


Рисунок II.2 Рабочее окно программы.

Как было описано в § 2.2, алгоритм определения кинематических характеристик ветрового волнения основан на 3-х мерном Фурье преобразовании временной серии РЛ панорам. Путем интегрирования по углу получается двумерный пространственно-временной спектр

$$\hat{S}(|k|, \omega) = \int_0^{2\pi} \left( \iiint I(x, y, t) \cdot e^{-i\omega t} e^{i(k_x x + k_y y)} dx dy dt \right) |k| d\theta \quad \theta = \arctan \frac{k_y}{k_x},$$

который приведен на рисунке II.3а. Хорошо различимы дисперсионные кривые ветрового волнения на фоне спекл-шума – низкочастотного шума связанного с особенностями РЛ рассеяния на движущейся морской поверхности. Для уверенного автоматического выделения полезного сигнала от волнения необходимо провести фильтрацию спекл-шума. На рисунке II.3б приведен двумерный пространственно-временной спектр, к которому был применен нелинейный медианный фильтр сглаживающий данные. Вычитая из рисунка II.3а результат фильтрации получаем двумерный пространственно-временной спектр ветрового волнения, к которому можно применять алгоритмы автоматического

нахождения спектральных максимумов (рисунок П.3в). На рисунке П.3г представлены результаты автоматической обработки большого объема данных наблюдений на метеорологическом посту на предмет выделения длины и периода энергонесущей волны. Все найденные максимумы ложатся на теоретические дисперсионные кривые, которые учитывают влияние течения.

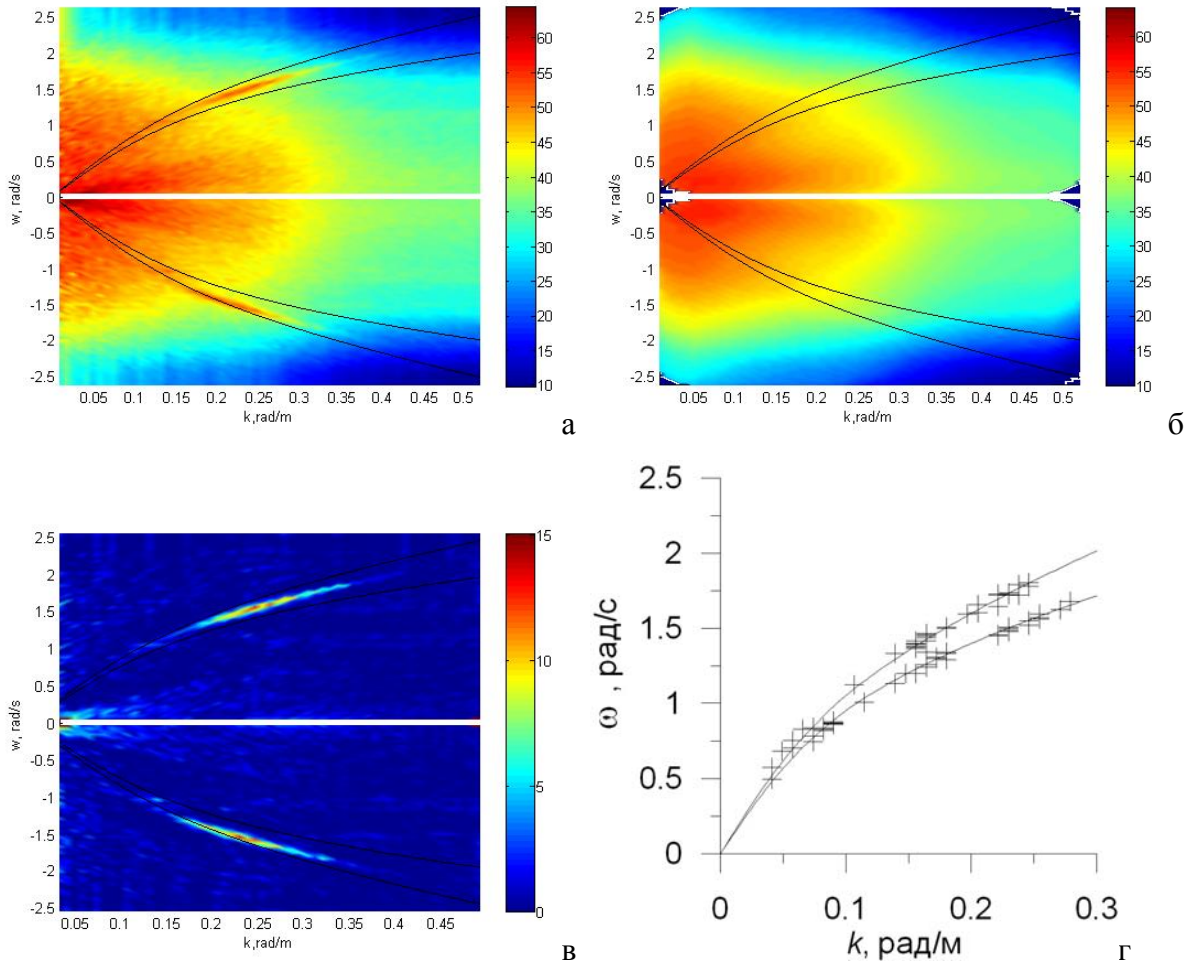


Рисунок П.3 Двумерный пространственно-временной спектр радиолокационных изображений морской поверхности – а, спекл-шум – б, отфильтрованный двумерный пространственно-временной спектр РЛ изображения ветрового волнения - в, результат автоматического определения длины и периода энергонесущей волны – г.

Используя вышеприведенные спектральные данные и применяя обратное преобразование Фурье можно получить следующее выражение для дисперсии ветрового волнения по данным РЛС:  $\langle \eta^2 \rangle = \int S(\vec{k}, \omega) d\vec{k} d\omega = \int S(\vec{k}) d\vec{k} = \int S_0(k) dk = \int S(\omega) d\omega$ . Спектры волнения являются узкополосными с быстрым спаданием с ростом частоты. Узкополосные сигналы, как известно, могут быть представлены в виде квазимонохроматического сигнала с медленно меняющейся амплитудой (высотой  $H$ ) и

частотой (периодом  $T$ ) [Практикум по динамике океана]. Это обстоятельство позволяет анализировать ветровое волнение в терминах  $H$  и  $T$ . Смещение поверхности  $\eta$  является гауссовым случайным процессом (точнее, близким к нему), а плотность распределения высот волн подчиняется закону Релея, из чего находится средняя высота волны

$$\bar{H} = A + B\sqrt{2\pi\langle\eta^2\rangle}, \quad \text{а средний период} \quad \bar{T} = C + D\sqrt{\frac{\int_0^\infty\Phi(\omega)d\omega}{\int_0^\infty\omega^2\Phi(\omega)d\omega}},$$

где  $\Phi(\omega) = 2S(\omega)$ , коэффициенты  $A, B, C, D$  определяются с помощью калибровки по данным о средней высоте и периоде, получаемых с буя или другими способами. Значения длины и

периода энергонесущей волны определяются как  $\lambda_p = \frac{2\pi}{k_p}, T_p = \frac{2\pi}{\omega_p}$ . Сопоставление с

результатами наблюдения периода пиковой волны приведено на рисунке П.4. Наблюдается хорошее согласие результатов дистанционного радиолокационного определения периода энергонесущей волны с данными наблюдателя.

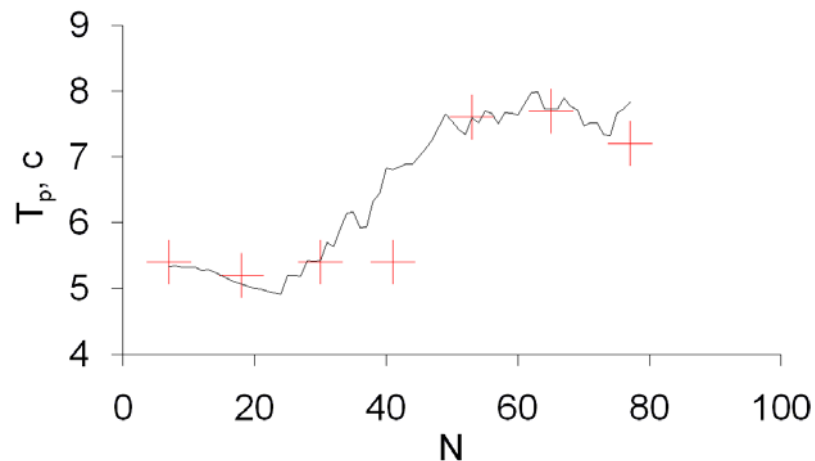


Рисунок П.4 Сопоставление периода энергонесущей волны по данным РЛС (сплошная линия) и данным наблюдателя на метеорологическом посту (символы) за время шторма 12-14.01.2014 г.