

Министерство образования и науки Российской Федерации

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЦЕНТР ПО ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ И

ДИСТАНЦИОННОМУ ЗОНДИРОВАНИЮ ИМ. НАНСЕНА

На правах рукописи

УДК 551.466.8:551.465:528.8.044.2:528.88

Козлов Игорь Евгеньевич

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОЛН И ФРОНТАЛЬНЫХ
РАЗДЕЛОВ В МОРЕ МЕТОДАМИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ ИЗ КОСМОСА**

Специальность 25.00.28 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук

Кудрявцев В.Н.

Санкт-Петербург – 2014

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	4
1 Спутниковые РСА измерения океанских внутренних волн в арктических морях	13
1.1 Исходный набор данных и методика определения параметров внутренних волн по их РЛ проявлениям	16
1.2 Закономерности проявления внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности	21
1.2.1 Зависимость РЛ проявлений внутренних волн от геометрии РСА наблюдений	23
1.2.2 Модуляционно-передаточная функция проявлений внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности	32
1.3 Анализ механизмов формирования РЛ проявлений внутренних волн в штилевой области	37
1.4 Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых РСА измерений	44
1.4.1 Короткопериодные внутренние волны в Баренцевом море	46
1.4.2 Короткопериодные внутренние волны в Карском море	57
1.5 Выводы по главе	79
2 Спутниковые РСА наблюдения фронта прибрежного апвеллинга в Балтийском море	81
2.1 Спутниковые наблюдения прибрежного апвеллинга	83
2.2 Анализ РЛ проявлений апвеллинга на основе модели трансформации АПС над фронтом и эмпирической модели CMOD4	90

	Стр.
2.3 Влияние пленок ПАВ на формирование РЛ проявлений фронта апвеллинга	101
2.4 Выводы по главе	106
3 Спутниковые 4-поляризационные РСА измерения внутренних волн и фронтальных разделов	108
3.1 Методика анализа 2-поляризационных РСА измерений	109
3.2 Район исследований и исходный набор данных	113
3.3 Фоновые характеристики 4-поляризационных РСА изображений	118
3.4 Проявление внутренних волн и фронтальных разделов в 4-поляризационных РСА изображениях	125
3.4.1 РЛ проявления внутренних волн и стокового фронта	125
3.4.2 РЛ проявления структурного приливного фронта	132
3.5 Выводы по главе	140
Заключение	143
Список литературы	145

Введение

Уникальные возможности спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) наблюдать морскую поверхность с высоким пространственным разрешением вне зависимости от погодных условий определила их высокую эффективность при исследовании внутренних волн, течений, фронтальных разделов и поверхностных загрязнений. Внутренние волны (ВВ), являясь важным элементом динамической структуры океана, влияют на его «среднее» состояние путем вертикального перемешивания, горизонтального и вертикального переноса импульса и энергии, а их изучение имеет важное прикладное значение, например, для подводного мореплавания и решения акустических задач [Коняев, Сабинин, 1992]. Исследование фронтальных разделов, являющихся областями наиболее интенсивного перемешивания и повышенной биологической продуктивности в океане, представляет исключительный интерес для рыбного промысла [Федоров, 1983].

На сегодняшний день можно вполне утверждать, что РСА являются основным и, подчас, наиболее эффективным инструментом исследования океанских внутренних волн из космоса. В задачах наблюдения суб- и мезомасштабных течений и фронтальных разделов спутниковые РСА представляют собой единственную альтернативу оптическим методам в условиях облачности. В то же время, при всех преимуществах радиолокационных (РЛ) методов, их применение для систематического исследования закономерностей формирования и пространственно-

временной изменчивости полей внутренних волн, течений и фронтальных разделов в заданных океанических акваториях, и в частности, в арктических морях, все еще крайне ограничено.

Несмотря на то, что РСА методы давно уже стали «классикой» спутниковой океанографии и широко применяются на практике, физика формирования РСА изображений океанических процессов все еще недостаточно глубоко изучена. В частности, закономерности и количественные соотношения между РЛ контрастом и параметрами исследуемого явления, а также параметрами морской среды и метеоусловиями остаются малоизученными. При этом, интенсивное техническое развитие и запуск мульти-поляризационных РСА систем нового поколения открывают принципиально новые возможности для исследования физики формирования РСА изображений и развития усовершенствованных методов диагностики состояния морской среды на основе РЛ измерений.

Основной **целью** работы является исследование основных закономерностей проявления внутренних волн и фронтальных разделов в море и определение их количественных характеристик по данным РСА измерений.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Сформировать базу сопряженных спутниковых РСА и ИК измерений для акваторий Белого, Баренцева, Карского и Балтийского морей, дополненную модельными полями ветра.
2. Исследовать закономерности проявления короткопериодных внутренних волн (КВВ) в РСА изображениях морской поверхности при различных скоростях ветра и углах облучения на основе анализа данных для Белого, Баренцева и Карского морей;
3. Исследовать физико-географические закономерности распространения короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях, а также возможность определения интегральных

характеристик верхнего слоя моря на основе спутниковых РСА наблюдений;

4. Определить механизмы формирования РСА проявлений фронтальных разделов на примере прибрежного апвеллинга в Балтийском море и исследовать зависимость РЛ контраста фронта от его характеристик и метеоусловий;
5. На основе анализа 4-поляризационных РСА измерений исследовать роль различных механизмов рассеяния, ответственных за формирование поверхностных проявлений внутренних волн, поверхностных течений и фронтальных разделов, а также возможность их идентификации на фоне пространственно-неоднородного поля ветра.

Научная новизна

- Подготовлена база многолетних данных для комплексного исследования короткопериодных внутренних волн в Белом, Баренцевом и Карском морях, включающая архив спутниковых РСА изображений, результаты их тематической обработки и фоновые метеоусловия;
- Разработана полуэмпирическая модель, позволяющая оценивать характеристики внутренних волн по РСА наблюдениям их поверхностных проявлений при различных скоростях ветра и «геометрии» наблюдений;
- Впервые на основе анализа массива спутниковых РСА наблюдений проведено районирование короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях, которое, в частности, определяет районы устойчивой генерации КВВ, дает описание пространственного распределения характеристик пакетов КВВ и частоту их появления в заданном районе.
- Проведена оценка «массосодержания» верхнего слоя Баренцева моря

и его внутрисезонной изменчивости на основе РСА наблюдений кинематики пакетов КВВ;

- На основе совместных РСА и ИК наблюдений фронта прибрежного апвеллинга в Балтийском море построена полуэмпирическая модель, связывающая величину РЛ контраста фронта с безразмерным параметром стратификации, основанным на измеряемом перепаде температуры поверхности моря (ТПМ) через фронт и скорости ветра;
- На основе анализа ко-поляризационных РСА изображений установлено, что определяющим механизмом проявления внутренних волн и течений в РСА изображениях является рассеяние радиоволн на обрушениях ветровых волн, которые сильно модулируются при взаимодействии ветровых волн и течений; роль брэгговского рассеяния в формировании РЛ контрастов незначительна.
- На основе метода декомпозиции 4-поляризационных РСА измерений показана возможность идентификации поверхностных течений, внутренних волн и фронтальных разделов на фоне пространственно-неоднородного поля ветра.

Научная и практическая значимость

Разработанная методика определения характеристик КВВ по их проявлениям в спутниковых РСА изображениях реализована в виде программного обеспечения, используемого в исследовательской работе ЛСО РГГМУ. Полученные в работе карты пространственного распределения параметров КВВ могут быть использованы для информационного обеспечения безопасности подводного мореплавания и строительства, а также служить основой при планировании и проведении натурных экспериментов по исследованию КВВ и мезомасштабной изменчивости в арктических морях. Полученные результаты могут также служить в качестве экспериментальной базы для верификации

высокоразрешающих численных моделей генерации и распространения КВВ.

Предложенный в работе метод оценки «массосодержания» верхнего слоя моря по РСА наблюдениям внутренних волн может быть использован в различных океанографических приложениях. Предложенная полуэмпирическая модель, связывающая РЛ контрасты с перепадом ТПМ через фронт и скоростью ветра, может быть использована на практике для диагностики фронтальных разделов в океане в условиях облачности. Предложенный на основе метода декомпозиции 4-поляризационных РСА измерений подход по идентификации динамических процессов в морской среде на фоне пространственно-неоднородного поля ветра может быть использован в практических целях, например, в задачах промысловой океанологии для обнаружения зон повышенной биологической продуктивности.

Положения, выносимые на защиту

- Величина РЛ контрастов внутренних волн зависит от безразмерного параметра, включающего скорость ветра и полуширину солитона ВВ, и уменьшается с их увеличением.
- РЛ контрасты ВВ обладают также явной зависимостью от азимута наблюдений: они максимальны, когда направление ветра перпендикулярно направлению антенны, а внутренние волны сонаправлены ветру.
- Анализ результатов районирования ВВ в арктических морях показал, что основные зоны генерации и распространения внутренних волн в Баренцевом море находятся вблизи арх. Земля Франца-Иосифа, о. Белый и к западу от прол. Карские Ворота; в Карском море – восточнее прол. Карские Ворота, над юго-восточной частью Новоземельской впадины и северо-восточнее м. Желания.
- Прибрежный апвеллинг проявляется в РСА изображениях моря за

счет изменения режима стратификации атмосферного погранслоя и гашения ветровой ряби пленками поверхностно-активных веществ (ПАВ) в зонах конвергенции поверхностных течений. Величина РЛ контрастов фронта является универсальной функцией безразмерного параметра стратификации, зависящего от перепада ТПМ через фронт и скорости ветра.

- Определяющим механизмом проявления ВВ и течений в РСА изображениях является рассеяние радиоволн на обрушениях ветровых волн, которые сильно модулируются поверхностными течениями; роль брэгговского рассеяния в формировании РСА контрастов незначительна.

Достоверность

Научные выводы, сделанные в диссертации, получены на основе анализа большого массива спутниковых РСА изображений, т.е. их можно рассматривать статистически обеспеченными. Результаты анализа данных РСА измерений и модельных расчетов сопоставлялись (по возможности) с данными контактных экспериментальных исследований. Основные положения диссертации опубликованы в ведущих рецензируемых российских и зарубежных журналах, докладывались на международных и российских конференциях.

Апробация работы

Данная работа была выполнена в рамках грантов Европейского Совета (FP7 MONRUK), Норвежского исследовательского совета (MAREBAS, YGGDRASIL), РФФИ (проект АФ-а 14-05-91760, проекты мол_а 14-05-31423, 14-05-31454), Правительства г. Санкт-Петербурга (2010, 2011, 2013 гг), проектов в рамках Федеральных целевых программ Минобрнауки РФ, а также гранта Правительства РФ (Договор №11.G34.31.0078) для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых.

Основные результаты работы докладывались на российских и международных конференциях и семинарах, в том числе на Всероссийских Открытых конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» ИКИ РАН (Москва, 2007, 2008, 2009, 2012, 2013), Международной конференции “Потоки и структуры в жидкостях” (Санкт-Петербург, 2007, 2013), Международном симпозиуме по атмосферной радиации и динамике МСАРД-2009 (Санкт-Петербург, 2009), 3rd International Workshop on Science and Applications of SAR Polarimetry and Polarimetric Interferometry POLinSAR 2007 (Frcascati, Italy, 2007), SeaSAR International Workshop “Advances in SAR Oceanography from ENVISAT, ERS and ESA third party missions” (Frascati, Italy, 2008, 2010, 2012), ESA Living Planet Symposium (Bergen, Norway, 2010; Edinburgh, UK, 2013), COSPAR Scientific Assembly (Bremen, Germany, 2010; Mysore, India, 2012), EGU General Assembly (Vienna, Austria, 2012); Baltic Sea Science Congress (2009, 2011, 2013), IEEE/OES Baltic Symposium (2010, 2012, 2014), International Scientific Conference “Science of the Future” (Санкт-Петербург, 2014).

Публикации

Представленные в работе результаты и выводы опубликованы в ведущих отечественных и зарубежных рецензируемых научных изданиях. По теме диссертации опубликовано 17 статей, из которых 11 статей в журналах из списка ВАК, 4 статьи в журналах, индексируемых в базе данных Web of Science, 6 статей в трудах международных и российских конференций. Результаты работы защищены 6 патентами (базы данных и полезная программа для ЭВМ).

Личный вклад автора

Автор работы принимал участие на всех этапах исследования от постановки задачи до анализа результатов, разрабатывал компьютерные

программы, реализующие предложенные в работе методы и алгоритмы, производил обработку спутниковых данных.

Структура и объём диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, трёх глав, заключения, библиографии, включающей 119 наименований, из них 86 на иностранных языках. Общий объём работы – 158 машинописных страниц, включая 50 рисунков.

Во введении обоснована актуальность темы работы, определены цели и задачи исследования, показаны научная новизна и практическая значимость работы, сформулированы положения, выносимые на защиту.

Первая глава посвящена исследованию общих закономерностей проявления внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности, а также районированию их основных характеристик в Баренцевом и Карском морях.

В разделе 1.1 описана исходная база данных и методика определения основных параметров внутренних волн по их проявлениям в РСА изображениях морской поверхности.

В разделе 1.2 представлен анализ закономерностей проявления внутренних волн в РСА изображениях при различных скоростях ветра и геометрии РЛ наблюдений относительно направления ветра и направления распространения внутренних волн.

В разделе 1.3 проводится анализ механизмов формирования РЛ проявлений внутренних волн в штилевой области.

В разделе 1.4 приводятся характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях.

Во второй главе на основе совместного анализа сопряженных ИК и РЛ наблюдений и результатов модельных расчетов проводится анализ механизмов проявления фронта прибрежного апвеллинга в РСА изображениях юго-восточной части Балтийского моря.

В разделе 2.1 приводится общее описание набора данных и спутниковые наблюдения интенсивного прибрежного апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря в июле-августе 2006 года.

В разделе 2.2 проведен анализ РЛ проявлений апвеллинга на основе модельного блока – модели трансформации АПС над неоднородностями поля поверхностной температуры, определяющей изменения приводного ветра над фронтом, и эмпирической модели CMOD4, связывающей величину обратного рассеяния РЛ сигнала со скоростью приводного ветра.

В разделе 2.3 проведен анализ влияния пленок ПАВ на формирование РЛ проявлений фронта апвеллинга.

В третьей главе на основе анализа 4-поляризационных РСА измерений (на ВВ-, ГГ-, ГВ-, ВГ-поляризациях) исследуется роль различных механизмов рассеяния, ответственных за формирование поверхностных проявлений внутренних волн, течений и фронтальных разделов, а также возможность идентификации этих явлений на фоне пространственно-неоднородного поля ветра.

В разделе 3.1 приводится описание метода анализа 2-поляризационных РСА измерений.

В разделе 3.2 дается краткое описание района исследований и исходного набора 4-поляризационных РСА изображений RADARSAT-2, дополненного модельными полями ветра.

В разделе 3.3 проводится анализ фоновых характеристик удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) на смежных (ГГ, ВВ) и перекрестных (ГВ, ВГ) поляризациях РЛ сигнала.

В разделе 3.4 проводится анализ РЛ проявлений внутренних волн и фронтальных разделов в 4-поляризационных РСА изображениях, а также показана возможность идентификации динамических процессов в морской среде на фоне пространственно-неоднородного поля ветра.

В Заключение сформулированы основные результаты работы.

Глава 1

Спутниковые РСА измерения океанских внутренних волн в арктических морях

Исследование внутренних волн (ВВ) в океане имеет важное научное и прикладное значение. В частности, ВВ, являясь важным элементом динамической структуры океана, влияют на его «среднее» состояние путем вертикального перемешивания, горизонтального и вертикального переноса импульса и энергии [Коняев, Сабинин, 1992; Монин, Красицкий, 1985]. Кроме этого, знание пространственного распределения параметров ВВ необходимо для обеспечения безопасности подводного мореплавания.

Использование методов дистанционного зондирования океана из космоса с применением спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) позволило по-новому взглянуть на проблему изучения океанских ВВ [Alpers, Salusti, 1983]. Спутниковые наблюдения за поверхностными проявлениями внутренних волн позволяют определить их пространственные параметры, выделить районы регулярного образования, а также провести анализ возможных механизмов генерации и эволюции [Бондур и др., 2006; Бондур и др., 2008; Лаврова и др., 2011a; Apel et al., 1985; da Silva et al., 2011; Jackson, 2004; Liu et al., 2014; Zeng, Alpers, 2004; Zhao et al., 2004b]. Использование данных спутниковых РСА стало «стандартной» практикой при исследовании внутренних волн в морях Мирового океана [Jackson, 2004] и отечественных морях [Дубина,

Митник, 2007; Лаврова и др., 2009; Лаврова и др., 2011б; Козлов и др., 2010; Kozlov et al., 2008; Kozlov et al., 2014].

Как правило, в спутниковых РСА изображениях находят свое отражение внутренние волны с периодами, меньше приливного, чаще всего распространяющиеся в виде цугов солитоноподобных нелинейных внутренних волн. Такие пакеты короткопериодных внутренних волн (КВВ) могут представлять собой интенсивные нелинейные внутренние волны больших амплитуд и приводить к большой изменчивости гидрологических характеристик и перемешиванию устойчиво стратифицированных вод [Сабинин и др., 2004]. Кроме того, образование короткопериодных внутренних волн часто связано с эволюцией внутреннего прилива [Сабинин, Серебряный, 2007; Jackson et al., 2012], особенно вблизи критической широты [Морозов, Писарев, 2002; Морозов, Пака, 2010; Vlasenko et al., 2003], поэтому спутниковые наблюдения КВВ могут указывать на основные районы распространения и наибольшей активности внутренних полусуточных приливов, – “горячие точки” по терминологии работы [Сабинин, Серебряный, 2007]. На сегодняшний день сведений о поле короткопериодных внутренних волн в арктических морях немного [Лавренов, Морозов, 2002]. Детальных исследований их характеристик на основе спутниковой РСА съемки не проводилось вообще, и вопрос о роли и основных очагах генерации короткопериодных внутренних волн в арктических морях остается открытым.

Известно, что при прохождении внутренних волн на морской поверхности индуцируются периодические горизонтальные течения [Gargett, Hughes, 1972]. Взаимодействие ветровых волн с этими индуцированными течениями приводит к формированию поверхностных проявлений ВВ в виде контрастов «шероховатости» морской поверхности. В рамках стандартного подхода, основанного на теории брэгговского рассеяния [Lyzenga, Bennett, 1988; Plant, 1990; Romeiser, Alpers, 1997; Thompson, 1988], поверхностные проявления ВВ объясняются

модулирующим воздействием периодических течений вблизи поверхности на спектр ветровой ряби на брэгговском волновом числе, - т.е. в диапазоне волн обеспечивающих обратное резонансное рассеяние радиоволн на морской поверхности. При умеренных углах падения длина волны брэгговской ряби примерно соответствует длине радиоволны. Обычно считается, что усиление/ослабление брэгговских волн происходит в зонах конвергенции/дивергенции поверхностных течений [Alpers, 1985; Kudryavtsev et al., 2005, 2012], что приводит к формированию проявлений ВВ на РСА изображениях в виде чередующихся светлых и тёмных полос. В то же время известно, что на количественном уровне модели, основанные на теории брэгговского рассеяния, неспособны воспроизводить наблюдаемые РЛ контрасты проявлений ВВ в РСА изображениях моря [Alpers, Hennings, 1984; Cooper et al., 1994; Lyzenga and Bennett, 1988]. При этом количественное соответствие между модельными и наблюдаемыми РЛ контрастами достигается только при учете влияния обрушений волн на обратное рассеяние РЛ сигнала [Kudryavtsev et al., 2003; Kudryavtsev et al., 2005; Lyzenga, 1996].

Необходимо также отметить, что при всех преимуществах спутниковой РСА съемки – независимости от облачности и условий освещенности, детектирование ВВ в РЛ изображениях не всегда возможно и определяется, главным образом, фоновыми метеоусловиями. Так, при штиле или сильном приводном ветре, или в условиях атмосферной активности в приводном слое атмосферы РЛ контрасты проявлений ВВ могут быть очень слабыми и «неразделимыми» на фоне естественной ветровой изменчивости и проявлений других атмосферных процессов. Кроме того, мода проявлений и величина РЛ контраста внутренних волн также зависит от локальной геометрии РЛ наблюдений, – угла падения радиосигнала, и ориентацией между направлением антенны (~дальности) РСА, ветра и внутренних волн друг относительно друга [Araújo et al., 2002; Brandt et al., 1999; da Silva et al., 1998; Kudryavtsev et al., 2012]. На

сегодняшний день вопрос о связи величины РЛ контрастов ВВ с перечисленными выше условиями является недостаточно изученным.

В этой главе на основе обработки и анализа архива спутниковых РСА изображений акваторий Белого, Баренцева и Карского морей и численного моделирования проводится исследование основных закономерностей формирования проявлений внутренних волн в РЛИ морской поверхности при различных скоростях ветра и условиях РЛ наблюдений. Также приводятся результаты анализа основных пространственных характеристик поля короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях.

1.1 Исходный набор данных и методика определения параметров внутренних волн по их РЛ проявлениям

Для исследования основных закономерностей проявления внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности и картирования их характеристик использовались РЛ данные ENVISAT ASAR в С-диапазоне ($\lambda_r = 5.6 \text{ см}$) и режимах съемки WSM (ширина полосы обзора $400 \times 400 \text{ км}$, пространственное разрешение $150 \times 150 \text{ м}$) и IMM (примерно $100 \times 400 \text{ км}$ и $150 \times 150 \text{ м}$ соответственно) при различной поляризации РЛ сигнала. Радиолокационная съемка РСА ENVISAT ASAR проводится в диапазоне углов падения радиолуча $\theta = 16^\circ - 45^\circ$.

Спутниковые РЛ изображения (РЛИ) были заказаны из роллинг-архива Европейского Космического Агентства (ЕКА) в рамках выполнения различных научных проектов. Всего было проанализировано 357 РЛИ (см. Таблицу 1.1), в которых был идентифицирован 1241 пакет внутренних волн. Сводные данные о характеристиках РЛ съемки и

количестве идентифицированных пакетов ВВ на акватории Белого, Баренцева и Карского морей приведены в Таблице 1.1.

Процедура анализа РЛИ с целью идентификации внутренних волн проводилась на основе специально разработанного программного обеспечения (ПО) INTERWAVE (Мясоедов, Козлов, 2012), реализованного в среде Mathworks MATLAB ©. Данное ПО позволяет проводить предварительную обработку и калибровку РЛИ, удаление тренда по дальности, визуализацию РЛИ в полном разрешении и выбор интересующего фрагмента изображения для выделения проявлений ВВ и определения их параметров.

Таблица 1.1 – Сводные параметры РЛ наблюдений внутренних волн в арктических морях

Море, год	Количество РЛИ	Количество пакетов внутренних волн
Белое море, 2010 г.	131	219
Баренцево море, 2007 г.	137	775
Карское море, 2007 г.	89	248
Всего	357	1241

Исходный файл РЛИ содержит в себе поле интенсивности I обратнорассеянного сигнала в матричном виде. В связи с уменьшением уровня обратного рассеяния при увеличении угла падения в направлении дальности радиолокатора (см. Рисунок 1.1) необходимо вводить нормировочный коэффициент R_w , определяемый в виде:

$$R_w = \sin^4 \theta / \sin^4 \theta_c, \quad (1.1)$$

где θ_c – угол падения, соответствующий середине РЛ сцены и обычно равный $\theta_c = 30^\circ$.

Далее поле коэффициентов R_w вместе с калибровочной константой c_{cal} используются для расчета поля УЭПР σ_0^{pp} (в дБ) по исходным полям интенсивности РЛ сигнала на основе следующего выражения:

$$\sigma_0^{pp} = 10 \log_{10}(I^2 \sin \theta R_w / c_{cal}). \quad (1.2)$$

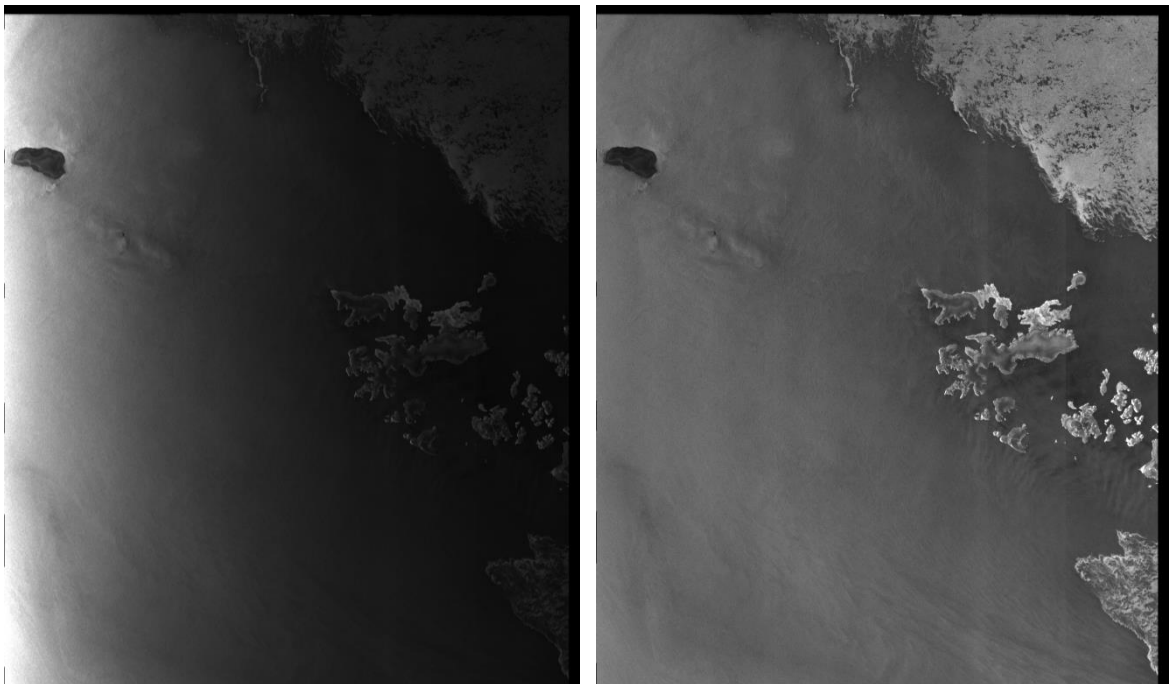


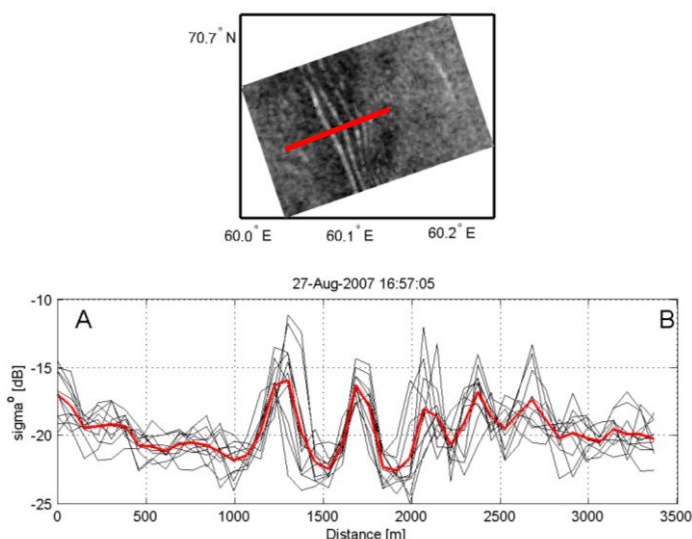
Рисунок 1.1 – Пример удаления тренда по дальности на основе применения нормировочного поля R_w при расчете поля УЭПР согласно выражению (1.2) для РЛИ ENVISAT ASAR от 14 августа 2007 г. северо-западной части Баренцева моря в районе арх. Земля Франца-Иосифа. ©

ESA

После визуальной идентификации проявлений внутренних волн на РЛ изображении программа позволяет наносить поперечное сечение через пакеты ВВ и в интерактивном полуавтоматическом режиме определять их основные пространственные параметры, величину модуляции РЛ сигнала

поверхностными проявлениями ВВ, а также всю сопутствующую информацию о характеристиках РЛ съемки, глубине места и условиях приводного ветра.

Пример идентификации пакета внутренних волн на основе ПО INTERWAVE в РЛИ ENVISAT ASAR от 27 августа 2007 г. в районе к востоку от прол. Карские Ворота представлен на Рисунке 1.2. Для уменьшения влияния зернистости изображения, характерного для РЛИ морской поверхности, итоговый профиль вариаций РЛ сигнала через пакет ВВ рассчитывался как среднее значение УЭПР вдоль 10 параллельных сечений.



Вверху – увеличенный фрагмент РЛИ с проявлением пакета ВВ и положением поперечного сечения, отмеченного красной линией. Внизу – пространственные вариации УЭПР вдоль поперечного сечения, красным цветом отмечен итоговый профиль УЭПР, полученный при осреднении 10 поперечных сечений

Рисунок 1.2 – Пример идентификации пакета внутренних волн и проведения поперечного сечения через него в районе восточнее пролива Карские Ворота на РЛИ ENVISAT ASAR от 27 августа 2007 года на основе использования ПО INTERWAVE. © ESA © INTERWAVE

Далее по характеру изменения РЛ сигнала вдоль сечения, ориентации сечения в пространстве и самому изображению определялись следующие характеристики внутренних волн:

- максимальная и минимальная длины волн в пакетах ВВ;
- длина гребня лидирующей волны в пакете ВВ;
- количество волн в пакетах ВВ;
- площадь и длина пакетов ВВ;
- направление распространения ВВ;
- расстояния между последовательными пакетами;
- максимальное и минимальное значения УЭПР для лидирующей волны вдоль поперечного сечения через пакет ВВ, фоновое значение УЭПР вне области проявления ВВ на РЛИ;
- фоновая скорость и направление ветра;
- углы между направлением ветра, дальностью радиолокатора и направлением распространения внутренних волн, угол падения РЛ сигнала;
- глубина места, соответствующая положению центра лидирующей волны пакета ВВ.

Информация о глубинах, используемая при анализе, была получена на основе базы данных IBCAO Grid Version 3.0 [Jakobsson et al., 2012]. Информация о направлении ветра для каждого РЛИ определялась на основе ближайших ко времени РЛ съемки модельных полей ветра NCEP GFS с пространственным разрешением 0.5° . Поле скорости ветра высокого разрешения рассчитывалось по исходному РЛИ и априорному модельному полю направлений ветра NCEP GFS на основе эмпирической модели CMOD4 [Stoffelen, Anderson, 1997].

1.2 Закономерности проявления внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности

Хотя высота внутренних волн может достигать 10 м и более, они вызывают незначительные колебания поверхности океана. Скорости горизонтальных течений, сопровождающих эти колебания, вблизи поверхности одного порядка с фазовыми скоростями внутренних волн и обычно составляют от нескольких десятых до нескольких метров в секунду. Изменение шероховатости морской поверхности в результате взаимодействия внутренних и поверхностных волн позволяет обнаруживать и изучать внутренние волны на основе спутниковых РСА изображений морской поверхности. В этом случае, усиление коротких брэгговских волн и интенсификация обрушений волн в зонах конвергенции течений и уменьшение поверхностной шероховатости за счет выглаживания коротких волн в зонах дивергенции течений приводят к изменению уровня обратнорассеянного сигнала радиолокатора, что проявляется на РСА изображениях в виде характерных чередующихся ярких и тёмных полос (см. Рисунки 1.2, 1.3 (б)).

Важными количественными параметрами, характеризующими проявления внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности, являются величина РЛ контраста внутренних волн и мода их проявлений. Величина РЛ контраста определяет глубину модуляции РЛ сигнала за счет изменения поверхностной шероховатости при прохождении ВВ, а мода проявлений содержит информацию о характере изменения РЛ сигнала внутренних волн относительно фоновых значений УЭПР.

Обычно выделяют три основных моды проявлений ВВ на РЛИ [da Silva et al., 1998]: моду положительного знака (англ. single positive sign),

моду отрицательного знака (англ. single negative) и моду двойного знака (англ. dual sign).

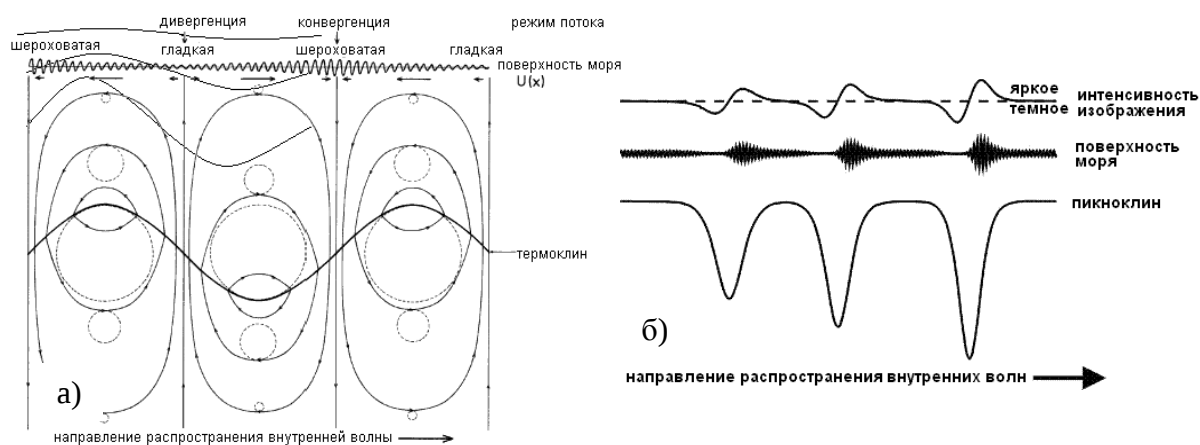


Рисунок 1.3 – Обобщенная схема формирования проявлений внутренних волн на а) морской поверхности и б) в РЛ изображениях моря [Alpers, 1985]

Мода положительного знака соответствует такому профилю УЭПР вдоль пакета ВВ, когда максимальные значения оказываются существенно выше фона, а минимальные – на уровне фона. Этому типу проявлений соответствует пример ВВ, показанный на Рисунке 1.2. В обратном случае, когда максимальные значения находятся на уровне фона, а минимальные значения существенно ниже него, моду проявлений называют модой отрицательного знака. Моде двойного знака соответствуют ситуации, когда профиль значений УЭПР периодически смещается выше и ниже фоновых значений. При этом играет роль также и последовательность колебаний. Так ситуация, при которой за фоновыми значениями УЭПР следует повышение уровня УЭПР, а затем его снижение относительно фона (в РЛИ это соответствует наблюдению ярких полос, за которыми следуют темные полосы), соответствует моде двойного знака (“+–”) и является типичной при наблюдений солитонов понижения, т. е. смещений

пикноклина вниз относительно невозмущенного состояния (см. Рисунок 1.3, б). Значительно реже наблюдается обратная ситуация, когда за фоновыми значениями УЭПР наблюдается сначала понижение уровня РЛ сигнала, сменяющееся затем его повышением относительно фона (“-+”). Этот случай соответствует наблюдению солитонов повышения.

1.2.1 Зависимость РЛ проявлений внутренних волн от геометрии РСА наблюдений

На Рисунках 1.4-1.5 представлены обобщенные гистограммы распределения, характеризующие условия идентификации внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности для трех арктических морей в зависимости от фоновых ветровых условий и геометрии РЛ наблюдений. Из Рисунка 1.4 (а) видно, что оптимальным диапазоном для регистрации ВВ в РЛИ являются малые и умеренные ветра 3-8 м/с, при этом половина всех наблюдаемых пакетов ВВ была зарегистрирована при скорости ветра 3-5 м/с. Не более 15% от общего числа наблюдений ВВ было зарегистрировано при скорости ветра более 8 м/с, при этом в отдельных случаях ВВ также регистрировались в условиях сильных и крепких ветров (~16 м/с).

В 50% случаев регистрации ВВ на РЛИ значения угла падения радиосигнала θ составил 20-25° (см. Рисунок 1.4, б). Согласно Рисунку 1.4 (в), диапазон наиболее часто регистрируемых значений полуширины солитонов внутренних волн составил 100-500 м (более 90% от всех наблюдений). При этом, чаще всего наблюдались ВВ с полушириной солитона 100-200 м (65% наблюдений). В отдельных случаях наблюдения ВВ крупных размеров полуширина солитона достигала 800-1200 м.

Как видно из Рисунка 1.5 (а), в большинстве случаев внутренние волны регистрировались в РСА изображениях, когда ветер был

ориентирован по нормали к направлению дальности радиолокатора ($\theta_{R,W} = 90^\circ, 270^\circ$). Также видно, что минимальное количество наблюдений приходится на ситуации, когда ветер был направлен вдоль направления антенны ($\theta_{R,W} = 0^\circ, 180^\circ$; около 10 % от всех наблюдений).

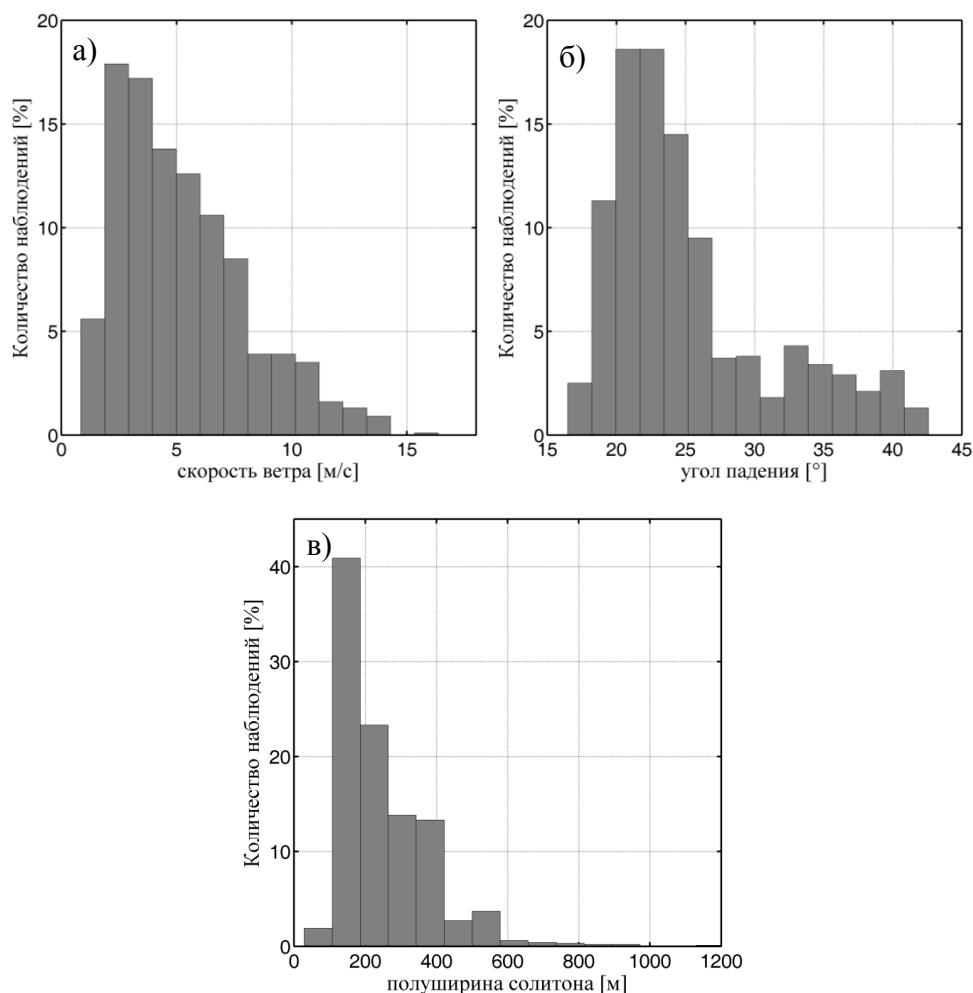


Рисунок 1.4 – Гистограммы распределения а) скорости приводного ветра, б) угла падения РЛ сигнала и в) полуширины солитона для наблюдений внутренних волн в арктических морях России

Гистограмма на Рисунке 1.5 (б) показывает зависимость количества наблюдений ВВ от угла между направлением распространения внутренних волн и направлением дальности РСА. Из Рисунка 1.5 (б) отчетливо видно, что максимум наблюдений (около 60% от всех наблюдений) приходится

на ситуации, когда ВВ были ориентированы вдоль направления дальности РСА ($\theta_{IW,R} = 0^\circ, 180^\circ$), при этом существенной разницы между ориентацией волн по направлению дальности РСА или против него не наблюдается. Минимальное количество наблюдений приходится на ситуации, когда ВВ ориентированы по нормали к направлению дальности РСА ($\theta_{IW,R} = 90, 270^\circ$; около 10% от всех наблюдений). Похожие результаты были получены в работе [da Silva et al., 1998] на основе РЛ наблюдений ВВ на Иберийском шельфе, где, по мнению авторов, полученный результат объяснялся региональными особенностями направленности наблюдаемых внутренних волн. В нашем случае РЛ наблюдения выполнены для акваторий разных морей, существенно отличающихся друг от друга по своим морфометрическим и гидрофизическим характеристикам. Поэтому отмеченная особенность более частого наблюдения ВВ, распространяющихся в направлении дальности РСА, может являться характерной чертой РЛ наблюдений поверхностных проявлений ВВ из космоса. Ниже это предположение будет рассмотрено на основе сопоставления данных РЛ наблюдений с результатами модели RIM [Kudryavtsev et al., 2003, 2005].

На Рисунке 1.5 (в) показана зависимость количества наблюдений ВВ от угла между направлением распространения внутренних волн и направлением ветра $\theta_{IW,W}$. Здесь следует отметить два пика, соответствующих ситуациям, когда внутренние волны ориентированы по нормали к направлению ветра ($\theta_{IW,W} = 90^\circ, \sim 250^\circ$). В таких случаях частота регистрации ВВ в РСА изображениях в среднем в 1.5-2 раза выше всех других условий.

Таким образом, согласно наблюдениям, наиболее частая регистрация внутренних волн в спутниковых РСА изображениях имеет место, когда ветер ориентирован по нормали к направлению дальности радиолокатора, а внутренние волны распространяются вдоль этого

направления и по нормали к ветру. Вполне логично предположить, что регистрация ВВ в РЛИ должна быть напрямую связана с величиной РЛ контраста их поверхностных проявлений. Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

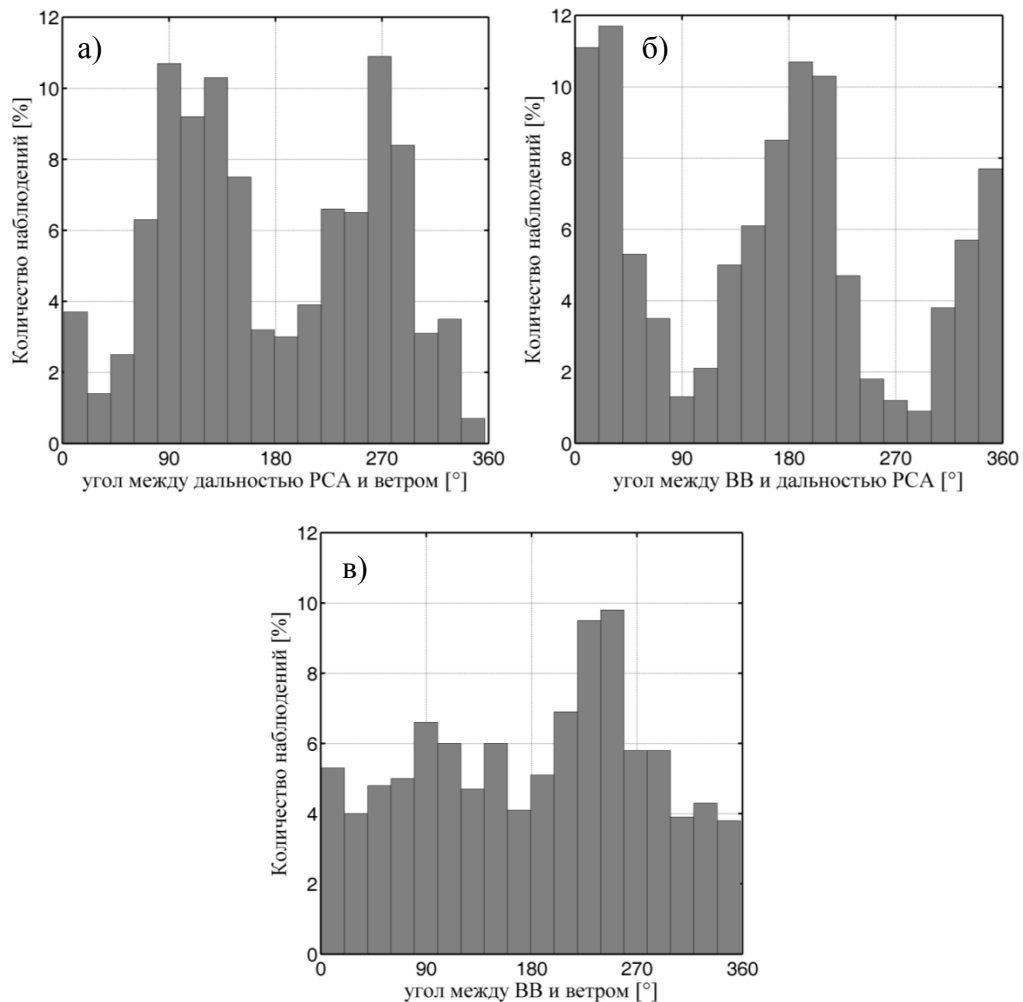


Рисунок 1.5 – Гистограммы распределения условий РЛ наблюдений внутренних волн для а) угла между направлением дальности РСА и направлением ветра $\theta_{R,W}$, б) угла между направлением распространения внутренних волн и направлением дальности РСА $\theta_{IW,R}$, в) угла между направлением распространения ВВ и направлением ветра $\theta_{IW,W}$

Теперь на количественном уровне проведем оценку зависимости величины РЛ контрастов внутренних волн от геометрии РЛ наблюдений. Определим величину РЛ контраста в виде:

$$K_{iw} = (\sigma_{max}^o - \sigma_{min}^o) / (\sigma_{max}^o + \sigma_{min}^o), \quad (1.3)$$

где σ_{min}^o , σ_{max}^o – соответственно минимальное и максимальное значения УЭПР для лидирующей волны вдоль поперечного сечения через пакет ВВ (как показано на Рисунке 1.2 в разделе 1.1).

Стоит отметить, что согласно (1.3) РЛ контраст K_{iw} определяет глубину модуляции РЛ сигнала за счет изменения поверхностной шероховатости при прохождении ВВ, но не содержит информации о моде проявления ВВ, т.е. характере изменения РЛ сигнала внутренних волн относительно фоновых значений УЭПР. Для учета моды проявлений ВВ в РЛ изображениях будем использовать контраст K_{sm} и определим его в виде:

$$K_{sm} = [(\sigma_{max}^o - \sigma_b^o) - |(\sigma_{min}^o - \sigma_b^o)|] / \sigma_b^o, \quad (1.4)$$

где σ_b^o – значения УЭПР в фоновой части РЛИ.

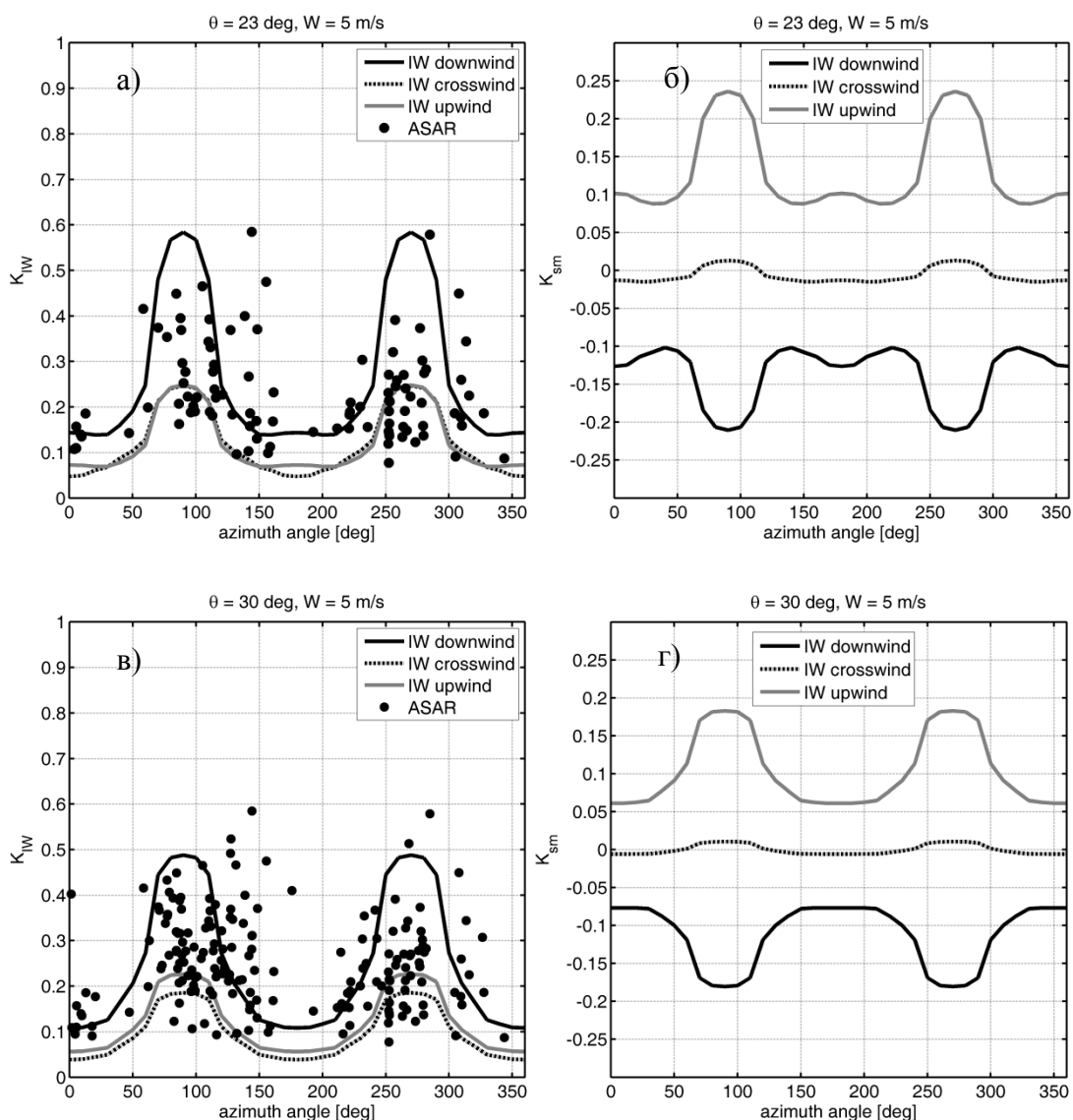
Согласно определению (1.4), положительные (отрицательные) значения контраста K_{sm} будут соответствовать положительной (отрицательной) моде проявления ВВ, а значения K_{sm} в окрестности нуля – моде двойного знака.

На Рисунке 1.6 показаны графики зависимостей РЛ контрастов K_{iw} и K_{sm} от азимута наблюдений (угла $\theta_{R,W}$ между направлением дальности РСА и направлением ветра). Модельные расчеты проведены в модели RIM [Kudryavtsev et al., 2005] путем перебора направлений дальности РСА относительно направления ветра в диапазоне $\theta_{R,W} = 0:360^\circ$ с шагом $\Delta\theta_{R,W} = 10^\circ$. Расчеты выполнены для двух значений угла падения радиолуча, $\theta = 23,30^\circ$, соответствующих наиболее частой регистрации ВВ в РСА изображениях (см. Рисунок 1.4, б) и для трех случаев ориентации

внутренних волн относительно направления ветра (по направлению ветра $\theta_{IW,W} = 0^\circ$, по нормали к ветру $\theta_{IW,W} = 90^\circ$ и против направления ветра $\theta_{IW,W} = 180^\circ$) при фиксированной скорости ветра $W = 5 \text{ м/с}$. Модельные кривые на Рисунке 1.6 дополнены результатами спутниковых РЛ наблюдений внутренних волн (отмечены точками).

Из Рисунка 1.6 видно, что форма кривых, определяющих величину контрастов K_{iw} и K_{sm} , симметрична на участках $\pi \pm \frac{\pi}{2}$, и разница между их значениями наблюдается только при РЛ наблюдениях по нормали к ветру ($\theta_{R,W} = 90, 270^\circ$) и вдоль направления ветра ($\theta_{R,W} = 0, 180^\circ$), при этом величина РЛ контрастов при РЛ съемке по ветру или против него одинакова. Поэтому ниже будем рассматривать поведение РЛ контрастов только для $\theta_{R,W} = 0, 90^\circ$.

Как видно из Рисунка 1.6, для любого варианта ориентации ВВ относительно направления ветра (обозначенного разными линиями на Рисунке 1.6) максимальная величина контраста K_{iw} наблюдается в случае, когда ветер направлен по нормали к направлению дальности РСА ($\theta_{R,W} = 90, 270^\circ$). Из трех случаев ориентации ВВ относительно направления ветра более высокие контрасты наблюдаются в случае, когда волны сонаправлены ветру, $\theta_{IW,W} = 0^\circ$ (кривые, обозначенные сплошной черной линией на Рисунке 1.6). Таким образом, самые высокие РЛ контрасты наблюдаются, когда ветер направлен по нормали к дальности РСА, а волны сонаправлены ветру, в этом случае $K_{iw} \approx 0.6$ (0.5) для $\theta = 23^\circ$ (30°) (см. положение сплошной черной линии для азимута наблюдений $\theta_{R,W} = 90, 270^\circ$). Согласно Рисунку 1.5 (в), таких ситуаций наблюдалось всего около 10-15%.



Точками отмечены результаты РЛ наблюдений. Расчеты выполнены для двух значений угла падения радиолуча, $\theta = 23, 30^\circ$, и для трех случаев ориентации внутренних волн относительно направления ветра - по направлению ветра $\theta_{IW,W} = 0^\circ$ (черная сплошная линия), по нормали к ветру $\theta_{IW,W} = 90^\circ$ (черная пунктирная линия) и против направления ветра $\theta_{IW,W} = 180^\circ$ (серая линия) при фиксированной скорости ветра $W = 5 \text{ м/с}$

Рисунок 1.6 – Зависимости РЛ контрастов внутренних волн K_{IW} и K_{sm} от азимута наблюдений

Для угла падения $\theta = 23^\circ$ значения контраста K_{iw} при ориентации ВВ по нормали и против направления ветра ($\theta_{IW,W} = 90, 180^\circ$) находятся практически на одном уровне (кривые, обозначенные на Рисунке 1.6 пунктирной черной и сплошной серой линиями, соответственно). При увеличении угла падения, $\theta = 30^\circ$ (Рисунок 1.6, в), между этими двумя случаями наблюдается небольшая разница – контрасты выше при ориентации ВВ против ветра ($\theta_{IW,W} = 90^\circ$), причем эта разница заметно увеличивается в случае, когда ветер направлен по нормали к направлению дальности РСА ($\theta_{R,W} = 90, 270^\circ$).

Из сравнения графиков для двух углов падения РЛ сигнала видно, что величина РЛ контраста K_{iw} уменьшается с увеличением угла падения. Стоит также отметить, что для обоих углов падения разница по величине контраста между разными случаями ориентации ВВ относительно направления ветра всегда выше при ветре, направленном по нормали к направлению дальности РСА ($\theta_{R,W} = 90, 270^\circ$). РЛ наблюдения (точки на Рисунке 1.6), отобранные для скорости ветра $W = 5 \pm 0.5 \text{ м/с}$ и всех вариантов ориентации ВВ относительно ветра, имеют небольшой разброс относительно модельных кривых, но, в целом, хорошо согласуются с модельными результатами.

В контексте выводов, полученных на основе модельных расчетов, обратимся теперь к результатам РЛ наблюдений, представленных на Рисунке 1.5. Факт наиболее частой регистрации внутренних волн при условии, когда ветер направлен по нормали к направлению дальности РСА (Рисунок 1.5, а), очевидным образом объясняется максимальной величиной РЛ контрастов, наблюдаемых при $\theta_{R,W} = 90, 270^\circ$ согласно модельным расчетам на Рисунке 1.6 (а, в) при любой конфигурации ориентации ВВ относительно ветра.

Согласно Рисунку 1.5 (б) более частая регистрация ВВ также наблюдалась в ситуациях, когда внутренние волны были направлены

вдоль направления дальности РСА, т.е. при $\theta_{IW,R} = 0,180^\circ$ (Рисунок 1.5, б). При этом, как видно из Рисунка 1.6, величина РЛ контраста при распространении ВВ по направлению дальности РСА или против него ($\theta_{IW,R} = 0,180^\circ$) одинакова. Однако при параллельной ориентации ВВ и дальности РСА ($\theta_{IW,R} = 0^\circ$ или 180°) величину РЛ контраста, в конечном итоге, будет определять направление ВВ относительно ветра ($\theta_{IW,W}$). Этот факт в принципе отмечался в литературе [Araújo et al., 2002; Brandt et al., 1999; da Silva et al., 1998], но рассматривался исключительно в контексте влияния на моду проявления ВВ.

Модельные кривые на Рисунке 1.6 показывают, что минимальное значение контраста будет наблюдаться, когда ВВ направлены против ветра ($\theta_{IW,W} = 180^\circ$), в этом случае $K_{iw} \approx 0.08$ (0.07) для $\theta = 23^\circ$ (30°) (см. положение серой линии для азимута наблюдений $\theta_{R,W} = 0,180^\circ$). Средняя величина контраста K_{iw} будет наблюдаться, когда ВВ сонаправлены ветру ($\theta_{IW,W} = 0^\circ$), – $K_{iw} \approx 0.15$ (0.11) для $\theta = 23^\circ$ (30°) (см. положение сплошной черной линии для азимута наблюдений $\theta_{R,W} = 0,180^\circ$). Максимальная величина контраста K_{iw} будет наблюдаться, когда ВВ ориентированы по нормали к ветру ($\theta_{IW,W} = 90^\circ$), в этом случае $K_{iw} \approx 0.25$ (0.23) для $\theta = 23^\circ$ (30°) (см. положение пунктирной линии для азимута наблюдений $\theta_{R,W} = 90,270^\circ$).

Таким образом, относительно высокие контрасты ВВ при их ориентации параллельно направлению дальности РСА и по нормали к ветру могут объяснить более частую регистрацию ВВ (при такой геометрии РЛ съемки), наблюдаемую на Рисунке 1.5 (в) и отмечавшуюся ранее в работах [Araújo et al., 2002; Brandt et al., 1999; da Silva et al., 1998]. При этом максимальные контрасты K_{iw} наблюдаются в другом случае, – когда ветер направлен по нормали к дальности РСА, а волны сонаправлены ветру.

Как видно из Рисунка 1.6, величина контраста K_{sm} , определяющего моду проявления внутренних волн, в первую очередь зависит от взаимной ориентацией между направлением распространения внутренних волн и направлением ветра. Модельные кривые на Рисунке 1.6 (б, г) показывают, что мода положительного знака наблюдается в случае, когда ВВ распространяются в противоположном ветру направлении. Мода отрицательного знака наблюдается, когда ВВ и ветер сонаправлены. Наконец, мода двойного знака, согласно модельным расчетам обычно наблюдается, когда ВВ и ветер ориентированы взаимно перпендикулярно. При этом для мод одного знака максимальная величина контраста K_{sm} всегда наблюдается, когда ветер ориентирован поперек направления дальности РСА.

1.2.2 Модуляционно-передаточная функция проявлений внутренних волн в РСА изображениях морской поверхности

Рассмотрев вопрос о зависимости величины РЛ контрастов проявлений ВВ от геометрии РЛ наблюдений относительно направления ветра и направления распространения ВВ, остался в стороне вопрос о зависимости РЛ контраста от скорости приводного ветра. В общем случае величина РЛ контраста зависит не только от ветровых условий (направления и скорости ветра), но также и от параметров морской среды – глубины залегания пикноклина и перепада плотности между слоями. Эти два последних параметра в свою очередь определяют фазовую скорость ВВ, C , и орбитальную скорость ВВ на поверхности, u . Ниже на основе анализа размерностей определим модуляционно-передаточную функцию (МПФ) проявлений внутренних волн на РЛ изображениях.

В отношении внутренних волн могут быть использованы два характерных масштаба длины – полуширина солитона (L) и масштаб

релаксации поверхностных волн (λ), испытывающих модулирующее влияние градиентов течений, связанных с прохождением внутренних волн. Полуширина солитона L ВВ может быть измерена напрямую по РЛ изображениям внутренних волн [Small et al., 1999]:

$$L = D/1.32, \quad (1.5)$$

где D – расстояние между максимальным и минимальным значениями УЭПР для лидирующей волны на профиле РЛ сигнала через пакет внутренних волн. Согласно [Kudryavtsev et al., 2003; Kudryavtsev et al., 2005] масштаб релаксации коротких ветровых волн может быть записан в виде:

$$\lambda = c_g t_r, \quad (1.6)$$

где c_g – групповая скорость модулированных коротких ветровых волн, t_r – время релаксации, определяемое как:

$$t_r = 1/\omega\beta, \quad (1.7)$$

где ω – циклическая частота поверхностных волн, β – параметр роста волн, традиционно параметризуемый в виде:

$$\beta = c_\beta (u_*/c)^2, \quad (1.8)$$

где u_* – скорость трения у морской поверхности, c – фазовая скорость поверхностных волн, c_β – безразмерный параметр, определяемый эмпирически или параметризуемый (см., например [Stewart, 1974]).

Подставив выражения (1.7)-(1.8) в (1.6) получим:

$$\lambda = \frac{c^3}{2c_\beta u_*^2 \omega} = \frac{g}{2c_\beta u_*^2 k^2}, \quad (1.9)$$

где k – волновое число поверхностных волн согласно выражению $c =$

$\sqrt{g/k}$ для глубокой воды. Безразмерная комбинация параметров может быть получена на основе отношения двух характерных масштабов длины:

$$\frac{\lambda}{L} = \frac{g}{2c_\beta u_*^2 k^2 L}, \quad (1.10)$$

В реальных ситуациях точное определение скорости трения u_* затруднено, поэтому вместо него целесообразно использовать скорость ветра W на стандартной высоте 10м. Если оставить в выражении (1.10) только размерные параметры, тогда получим первый безразмерный параметр π_1 в виде:

$$\pi_1 = \frac{g}{k^2 W L}. \quad (1.11)$$

Для солитонов ВВ характерны два масштаба скорости – фазовая скорость C и орбитальная скорость ВВ u на поверхности. Согласно классическому решению уравнения КдВ выражение для орбитальной скорости ВВ на поверхности имеет вид [Korteweg, de Vries, 1895]:

$$u(x, t) = u_{max} \operatorname{sech}^2[(x - Ct)/L], \quad (1.12)$$

где u_{max} – амплитуда орбитальной скорости ВВ на поверхности.

Второй безразмерный параметр π_2 будет иметь вид:

$$\pi_2 = u_{max}/C. \quad (1.13)$$

Величину модуляции уровня обратного рассеяния РЛ сигнала поверхностными проявлениями внутренних волн определим через выражение (1.3) для РЛ контраста K_{iw} . Будем предполагать, что величина модуляции РЛ сигнала внутренними волнами связана с безразмерными параметрами следующим образом:

$$K_{iw} = \alpha \pi_1 \pi_2. \quad (1.14)$$

где α – параметр, который может быть определен на основе измерений или

численного моделирования. Нужно отметить, что в выражении (1.8) для параметра роста волн β не учтена его зависимость от взаимной ориентации между направлением ветра и направлением распространения внутренних волн, проанализированная выше в разделе 1.2.1. В данном случае будем считать, что параметр α включает в себя эту зависимость. В конечном итоге выражение (1.14) может быть записано в виде МПФ:

$$T \equiv \frac{K_{iw}}{\pi_2} = \alpha \pi_1. \quad (1.15)$$

В случае РЛ наблюдений внутренних волн наибольший интерес представляют короткие ветровые волны на брэгговском волновом числе:

$$k_{br} = 2k_r \sin \theta, \quad (1.16)$$

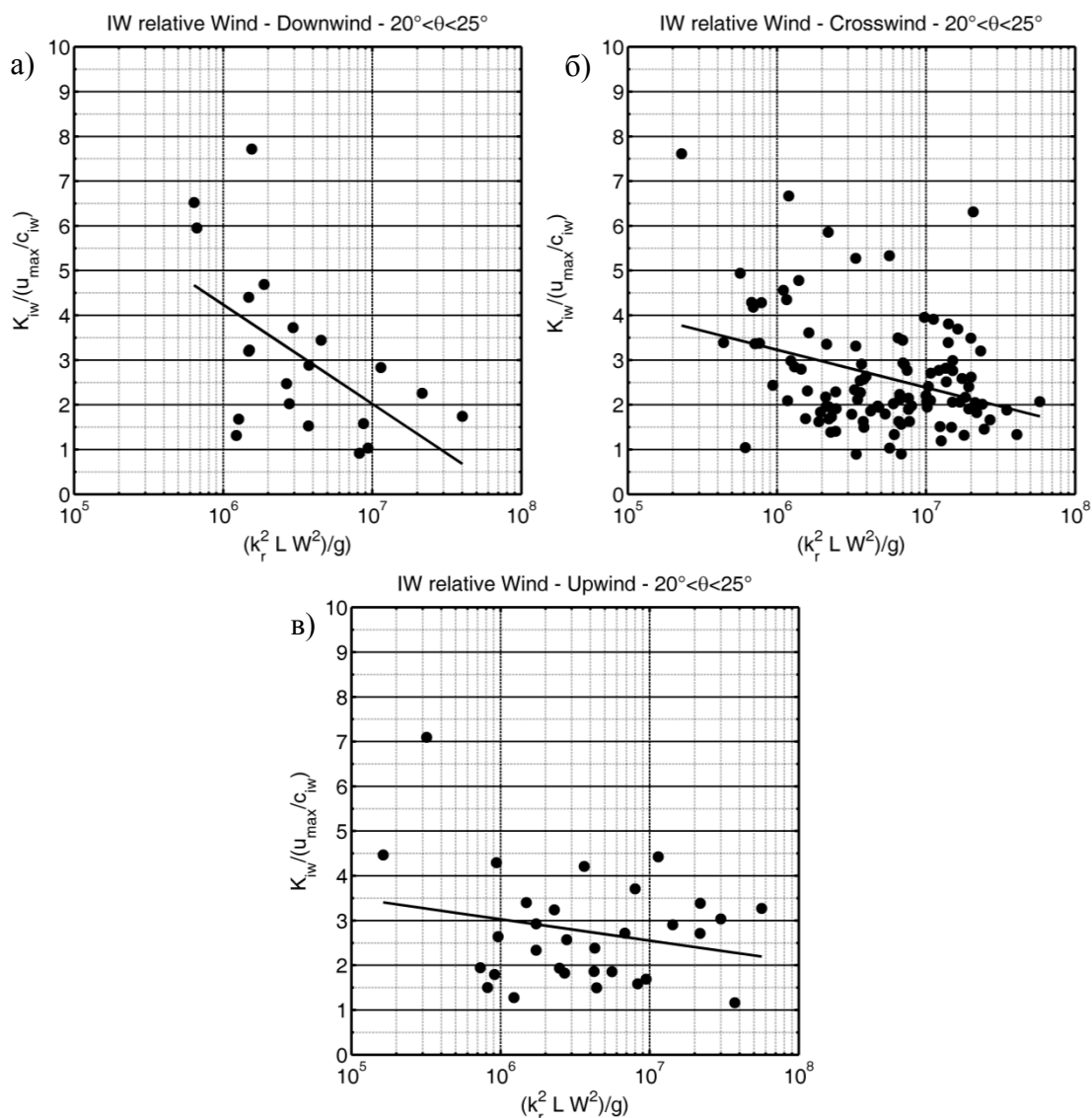
где k_{br} – волновое число поверхностных брэгговских волн,

k_r – волновое число радиолокатора.

Подставляя выражение (1.16) в (1.15) для фиксированного значения угла падения получим следующее соотношение:

$$\frac{K_{iw}}{u_{max}/C} = \frac{g}{k_r^2 L W^2}. \quad (1.17)$$

На Рисунке 1.7 приведены МПФ проявлений внутренних волн в виде диаграмм рассеяния между безразмерным параметром $(k_r^2 L W^2 / g)$ и МПФ $(K_{iw} C / u_{max})$, полученными по РЛ наблюдениям внутренних волн в арктических морях. При построении диаграмм рассеяния отношение (u_{max}/C) предполагалось постоянным, $(u_{max}/C) = 0.1$. Для удобства анализа на диаграммах рассеяния по оси абсцисс показана величина, обратно пропорциональная правому члену в выражении (1.17). Для всех диаграмм рассеяния на Рисунке 1.7 характерен существенный разброс точек наблюдений, возможно, связанный с выраженной внутрисезонной изменчивостью параметров морской среды, определяющих параметр нелинейности внутренних волн u_{max}/C .



Точками показаны РЛ наблюдения ВВ в арктических морях для диапазона значений угла падения $20^\circ < \theta < 25^\circ$ и трех вариантов ориентации внутренних волн относительно ветра: а) ВВ по ветру, б) ВВ по нормали к направлению ветра, в) ВВ навстречу ветру.

Рисунок 1.7 – Диаграммы рассеяния и линии регрессии, характеризующие зависимость модуляционно-передаточной функции внутренних волн $(K_{iw}C/u_{max})$ от безразмерного параметра $(k_r^2 L W^2 / g)$

Из Рисунка 1.7 видно, что при любой ориентации ВВ относительно направления ветра величина $(K_{iw}C/u_{max})$ уменьшается с увеличением LW^2 , что означает уменьшение РЛ контраста ВВ с увеличением как скорости приводного ветра, так и полуширины солитона ВВ. Из трех случаев ориентации ВВ относительно направления ветра более высокая чувствительность МПФ к параметру $(k_r^2 LW^2/g)$ наблюдается для случая, когда ВВ сонаправлены ветру – именно в этом случае при фиксированных значениях аргумента МПФ имеет максимальные наблюдаемые значения. Для двух других случаев, когда ВВ ориентированы по нормали к ветру и против него, наклон и уровень линий регрессии одни и те же, хотя общее количество точек для ситуации «ВВ ориентированы по нормали к ветру» значительно больше. В целом полученный результат полностью согласуется с результатами, представленными выше на Рисунке 1.6 (а).

1.3 Анализ механизмов формирования РЛ проявлений внутренних волн в штилевой области

Ниже проводится анализ механизмов проявления пакета ВВ в штилевой области на радиолокационном изображении Баренцева моря в С-диапазоне. Главной особенностью проявления пакета ВВ на рассматриваемом РЛИ является то, что интенсивность ярких полос, вызванных прохождением ВВ, внутри штилевой области сравнима с фоновым значением УЭПР.

Для анализа механизмов формирования проявлений ВВ было использовано РЛИ ENVISAT ASAR северо-восточной части Баренцева моря к западу от архипелага Земля Франца-Иосифа от 16 сентября 2007 года (нисходящий виток; С-диапазон; длина волны, $\lambda=5,6$ см; ГГ-

поляризация; пространственное разрешение 150 x 150 м; угол падения радиолуча, $\theta=21^\circ$) (Рисунок 1.8).

На РЛИ, показанном на Рисунке 1.8 (а), отчётливо видна тёмная полоса, вытянутая примерно от центра изображения вниз к правому краю. Эта темная область является зоной пониженных скоростей приводного ветра. На РЛИ проявились два следующих друг за другом пакета ВВ (см. Рисунок 1.8, б-в), направленных на северо-запад. При этом первый пакет «выходит» из тёмной штилевой области.

Для проведения расчётов по модели RIM [Kudryavtsev et al., 2005] в качестве входных параметров использованы характеристики ВВ, данные о приводном ветре и информация о геометрии РЛ съёмки. Данные о скорости и направлении приводного ветра были восстановлены по исходному РСА изображению на основе алгоритма CMOD4.

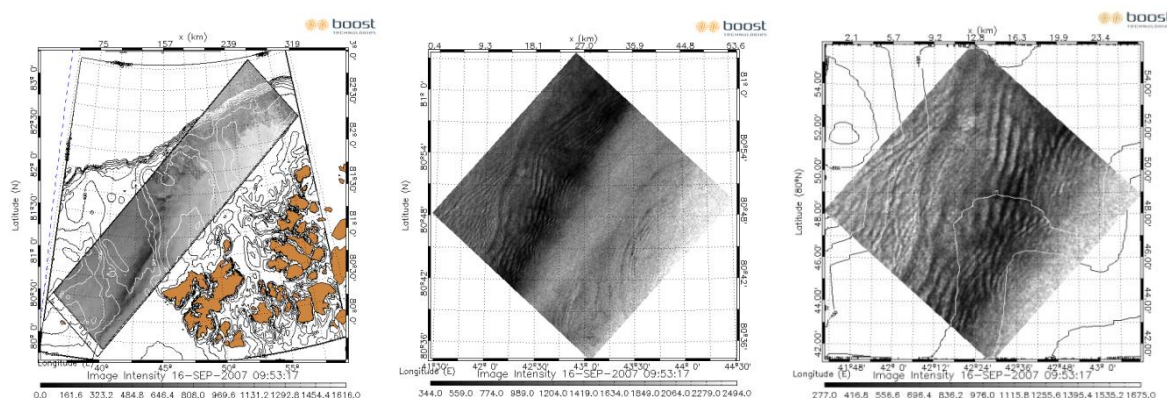
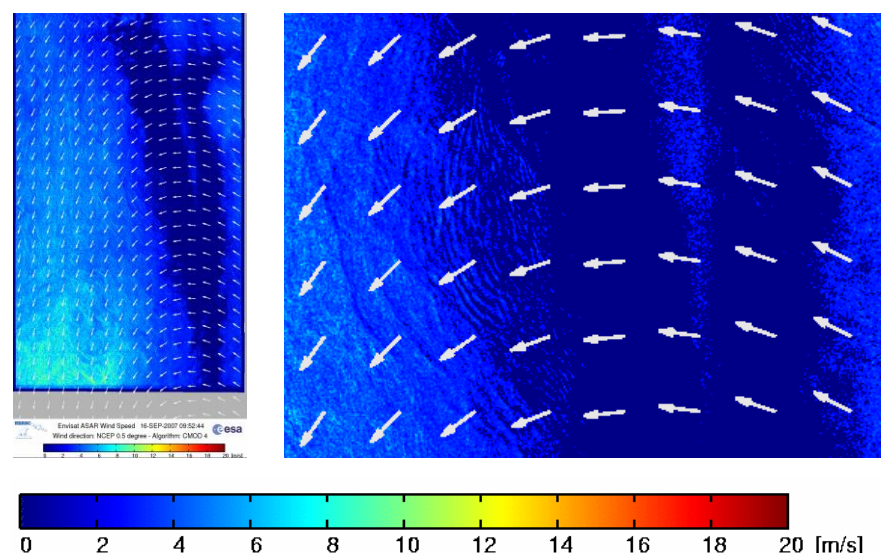


Рисунок 1.8 – Исходное РЛИ ENVISAT ASAR от 16 сентября 2007 северо-восточной части Баренцева моря к западу от арх. Земля Франца-Иосифа и его увеличенные фрагменты. (© ESA)



Слева – полное изображение; справа – увеличенный фрагмент с проявлением ВВ

Рисунок 1.9 – Поле ветра в области наблюдения ВВ, восстановленное по исходному РЛИ с помощью алгоритма CMOD4

Как видно из Рисунка 1.9, пакет ВВ выходит из области, где значения скоростей ветра близки нулю. По обе стороны от штилевой области скорость ветра возрастает и достигает 6-7 м/с. Исходные данные, использованные в модельных расчётах, приведены в Таблице 1.2.

Для проведения модельных расчетов, наблюдаемый пакет ВВ был смоделирован в виде суперпозиции солитонов. Форма каждого из солитонов задавалась в виде, соответствующем классическому решению уравнения КдВ. Поле скорости, индуцируемое каждым из солитонов ВВ на поверхности, задавалось на основе выражения (1.12). Амплитуды орбитальной скорости задавались таким образом, чтобы контрасты УЭПР, наблюдаемые на РЛИ, соответствовали модельным контрастам УЭПР.

Таблица 1.2 – Параметры РЛ съемки и внутренних волн, использованные в модельных расчётах

Наименование параметра	Значение параметра	
Радиодиапазон	С	L1=525
Длина радиоволны λ , см	5,6	L2=417
Угол падения радиолуча θ , °	21	L3=360
Поляризация сигнала	ГГ	L4=290
Скорость ветра U , м/с	6	L5=265
Направление ветра	Юго-восток	L6=190
Угол между направлением ветра и направлением распространения ВВ, °	0	L7=130
		L8=110
		L9=85
Фазовая скорость ВВ C , м/с	0,56	L10=59
Глубина залегания термоклина H , м	≈ 50	L11=45
Полуширина солитона ВВ L , м	➔	L12= 35

На Рисунке 1.10 (б) показаны *наблюдаемые* вариации УЭПР вдоль сечения через пакет ВВ (положение сечения на РЛИ показано на Рисунке 1.10, а). На рисунке 1.11 приведены *модельные* значения контрастов УЭПР, вызванных ВВ.

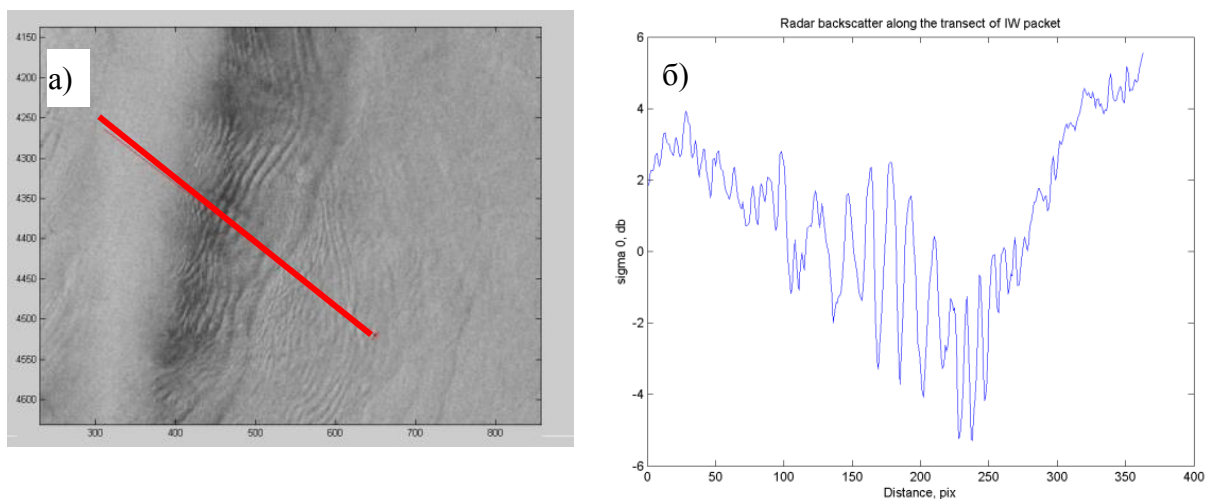


Рисунок 1.10 – а) Положение сечение через пакет ВВ, б) значения УЭПР вдоль сечения [дБ]

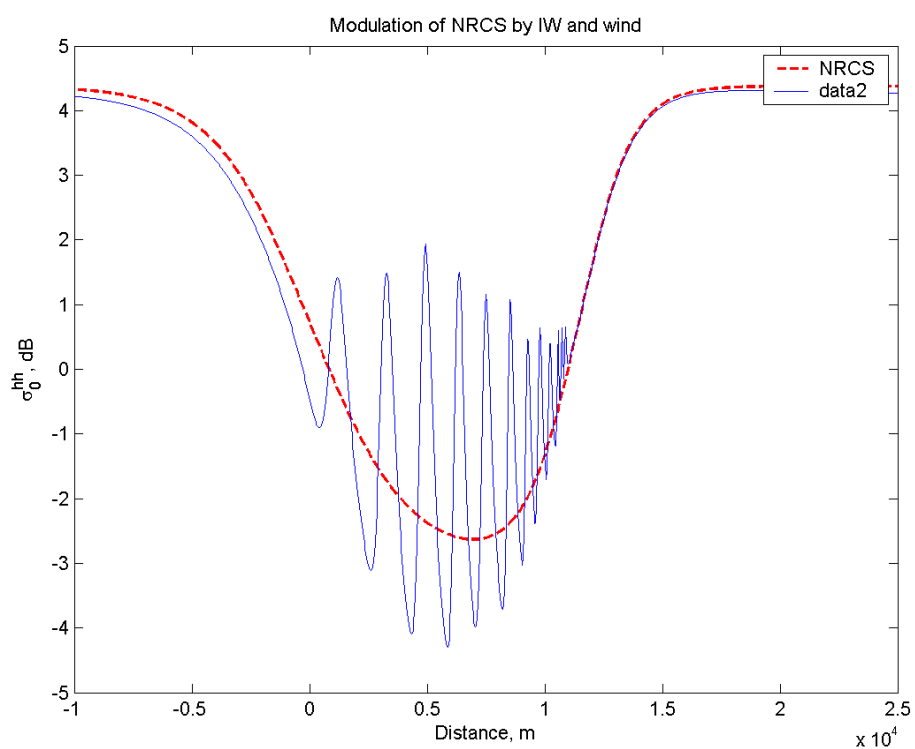
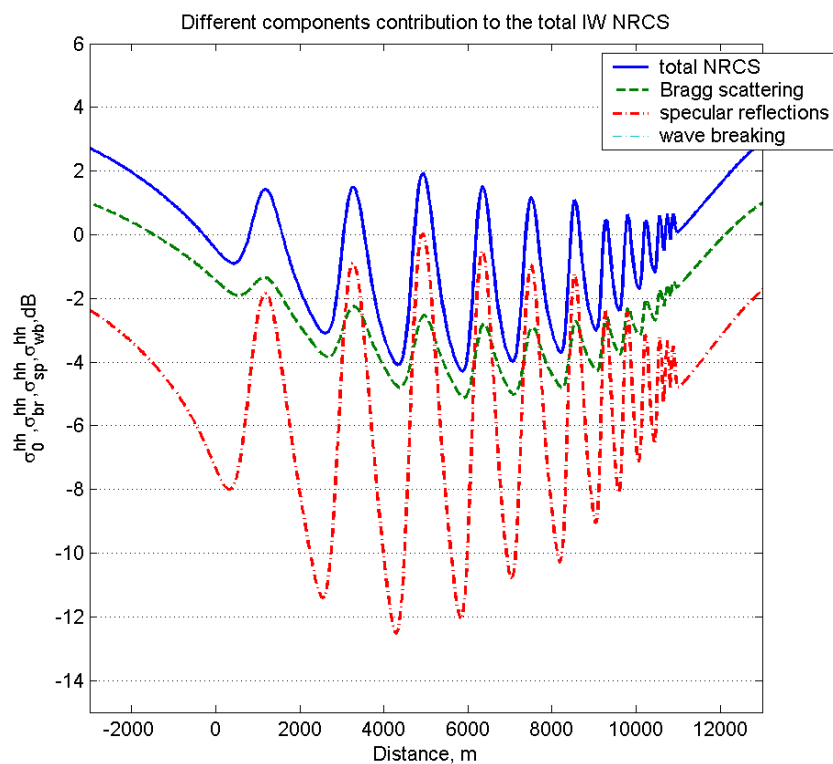


Рисунок 1.11 – Модельные значения УЭПР вдоль сечения через пакет внутренних волн [дБ]

При проведении модельных расчетов поле скорости ветра задавалось таким образом, чтобы обеспечить прохождение пакета ВВ через штилевую область. Красной штриховой линией на Рисунке 1.11 показан фоновый уровень УЭПР, задаваемый «наличием» штилевой области, сплошной линией показано поведение модельного РЛ сигнала, обусловленного прохождением ВВ в штилевой области. Из сравнения Рисунков 1.10-1.11 видно, что наблюдаемые и модельные значения УЭПР находятся на одном уровне, хотя их форма несколько отличается друг от друга, что не так важно в рамках проводимого анализа.

На Рисунке 1.12 показан результат модельных расчетов в модели RIM, показывающий вклады различных механизмов рассеяния, ответственных за формирование проявлений ВВ в штилевой области РЛИ. Из Рисунка 1.12 видно, что основной вклад в обратное рассеяния РЛ сигнала дают резонансное рассеяние на короткой брэгговской ряби и отражения на зеркальных участках морской поверхности. Вклад обрушений волн в обратное рассеяние в данном случае очень мал, поэтому на графике он не показан. Из Рисунка 1.12 также видно, что за пределами штилевой области основной вклад в фоновые значения УЭПР даёт брэгговское рассеяние, а вклад зеркальных отражений здесь на 3-4дБ (в 2-2.5 раза) меньше.

В штилевой области вклад брэгговского рассеяния резко уменьшается, и РЛ проявления ВВ обусловлены отражением радиоволн от зеркальных участков морской поверхности. Этот факт может быть объяснен тем, что в штилевой области происходит сильное увеличение среднеквадратичного наклона морской поверхности, формируемого длинными поверхностными волнами над подошвами проходящих ВВ, что и приводит к резкому увеличению доли рассеяния за счёт зеркальных отражений.



Синим цветом отмечена кривая полной УЭПР морской поверхности, зеленым цветом – вклад брэгговского рассеяния в полную УЭПР, красным цветом – вклад квази-зеркальных отражений в полную УЭПР

Рисунок 1.12 – Вклад различных компонент рассеяния в полную УЭПР морской поверхности для сечения через пакет ВВ в штилевой области

1.4. Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых РСА измерений

Исследование внутренних волн в арктических морях представляет собой важную научную проблему и имеет широкое прикладное значение [Лавренов, Морозов, 2002]. Знание пространственного распределения ВВ и их основных характеристик (амплитуда, длина волны, и т.д.) может иметь важное значение, например, для обеспечения безопасности подводного мореплавания и решения акустических задач. До недавнего времени сведений о характеристиках внутренних волн в Арктическом бассейне было немного. Некоторые сведения о характеристиках внутренних волн в Баренцевом и Карском морях можно найти в недавней монографии [Лавренов, Морозов, 2002], где приводятся первые обобщенные результаты исследований внутренних волн в арктических морях, полученные на основе численного моделирования и судовых наблюдений.

Известно, что при исследовании внутренних волн в Арктике важен эффект критической широты [Коняев, 2000; Морозов, Писарев, 2002; Морозов, Пака, 2010]. Близость к критической широте приводит к тому, что внутренние приливы с частотой M_2 (основной энергонесущей частотой) являются вынужденными и не могут распространяться далеко от районов их генерации. Последнее приводит к разрушению внутреннего прилива и генерации пакетов короткопериодных внутренних волн (КВВ), которые могут свободно распространяться в высоких широтах и дальше переносить энергию внутреннего прилива.

На уровне существующих моделей численное воспроизведение процессов генерации, распространения и трансформации короткопериодных внутренних волн (КВВ) затруднено, т.к. данные процессы обычно являются “подсеточными” даже для моделей мезомасштабного разрешения и требуют значительного уменьшения шага расчетной сетки [Лавренов, Морозов, 2002; Морозов, Писарев, 2002]. Поэтому результатов численных расчетов характеристик данного класса волн в арктических морях немного [Пелиновский и др., 2002], и основные сведения о существовании КВВ основаны преимущественно на результатах разрозненных и нерегулярных судовых наблюдений [Зимин, 2012; Зимин, 2014; Козубская и др., 1999; Морозов, Пака, 2010; Сабинин, Становой, 2002; Становой, Шмельков, 2002; Morozov et al., 2008]. Таким образом, до сих пор остается открытым вопрос о роли и основных очагах генерации короткопериодных внутренних волн в арктических морях в целом, и в Баренцевом и Карском морях в частности.

Несмотря на присутствие ледяного покрова в арктических морях, в летне-осенний период спутниковые данные могут быть эффективно использованы для изучения характеристик поля КВВ. Тем не менее, детальных исследований поля КВВ в Баренцевом и Карском морях по настоящее время не проводилось.

В настоящем разделе представлены результаты анализа поля короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях на основе обработки спутниковых РСА изображений ENVISAT ASAR в летне-осенний период 2007 г. Представлена общая статистика встречаемости КВВ на акваториях морей и пространственное распределение их основных характеристик. Определены основные районы генерации и распространения КВВ. Проведено сопоставление спутниковых наблюдений с результатами более ранних исследований.

1.4.1 Короткопериодные внутренние волны в Баренцевом море

Для акватории Баренцева моря проанализировано 137 РСА изображений ENVISAT ASAR за летний период 2007 г., в которых выявлено 775 пакетов короткопериодных внутренних волн. Сводные данные о характеристиках РЛ съемки и количестве зафиксированных проявлений КВВ за отдельный месяц 2007 г. в Баренцевом море даны в Таблице 1.3.

Таблица 1.3 – Основные характеристики РЛ наблюдений короткопериодных внутренних волн в Баренцевом море

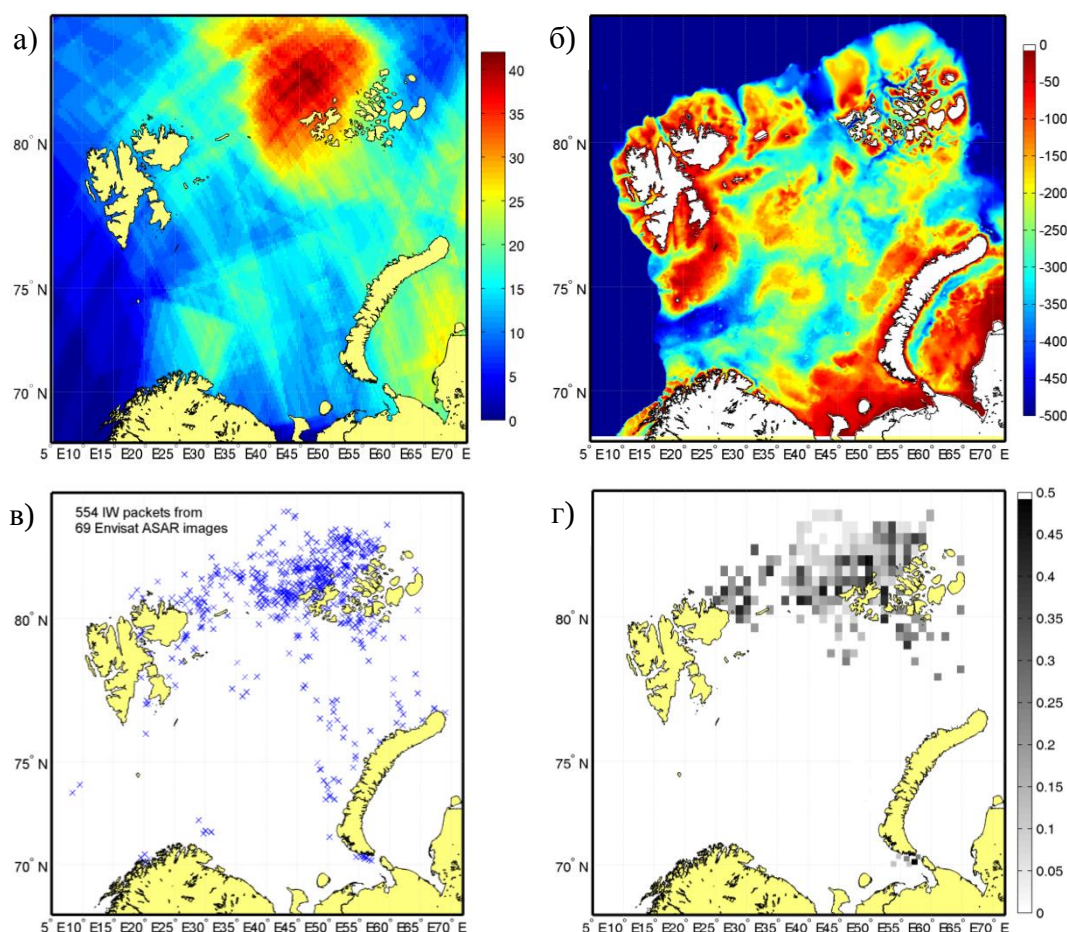
Месяц 2007 г.	Количество РЛИ		Количество пакетов КВВ
	IMM	WSM	
Июнь	5	3	4
Июль	15	14	112
Август	28	11	277
Сентябрь	29	16	361
Октябрь	16	10	21
Всего	137		775

Из Таблицы 1.3 видно, что число наблюдаемых пакетов КВВ за разные месяцы было различным: минимальным – в июне (< 1 пакета КВВ на 1 РЛИ), в июле в среднем наблюдалось около 4 пакетов КВВ на 1 РЛИ, в августе и сентябре эти значения были максимальными – 7 и 8 пакетов КВВ на 1 РЛИ, соответственно. В октябре, когда скорость приводного ветра значительно выше, чем в сентябре и в летние месяцы, количество зарегистрированных пакетов КВВ заметно меньше и составляет всего около 1 пакета КВВ на РЛИ. Очевидно, что количество

зарегистрированных пакетов КВВ в разные месяцы также определяется, а с другой стороны – отражает, внутрисезонную изменчивость режима стратификации верхнего слоя моря, определяющего интенсивность генерации КВВ.

На Рисунке 1.13 (а) представлена карта покрытий акватории Баренцева моря спутниковой РСА съемкой. Из этой карты видно, что акватория моря покрыта неравномерно, максимальная плотность РЛ наблюдений (около 40 РЛИ на 1 км² морской поверхности) приходится на северо-восточную часть моря вблизи арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), на остальной части акватории плотность РЛ съемки составила в среднем 15-25 РЛИ на единицу площади морской поверхности. Такая неравномерность РЛ покрытий связана со значительно большим количеством РЛИ для района вблизи арх. ЗФИ в архиве ЕКА.

Положения пакетов ВВ, определенных в результате обработки РСА изображений за весь период наблюдений, показаны на Рисунке 1.13 (в). Согласно представленной карте, ВВ на акватории моря распространены крайне неравномерно, а большее количество зарегистрированных пакетов КВВ соответствует районам с большей плотностью РЛ наблюдений. При этом, большинство обнаруженных пакетов КВВ сосредоточено в области свала глубин от 50 до 200м (см. Рисунок 1.13, б). Проявления КВВ обычно наблюдались в виде следующих друг за другом пакетов солитоноподобных внутренних волн характерной дугообразной формы. В ряде случаев по общей траектории последовательных пакетов КВВ было несложно определить примерные районы их генерации. Характерной особенностью наблюдаемых внутренних волн также является уменьшение длины волны в пакетах от фронта к тылу в силу их нелинейности.



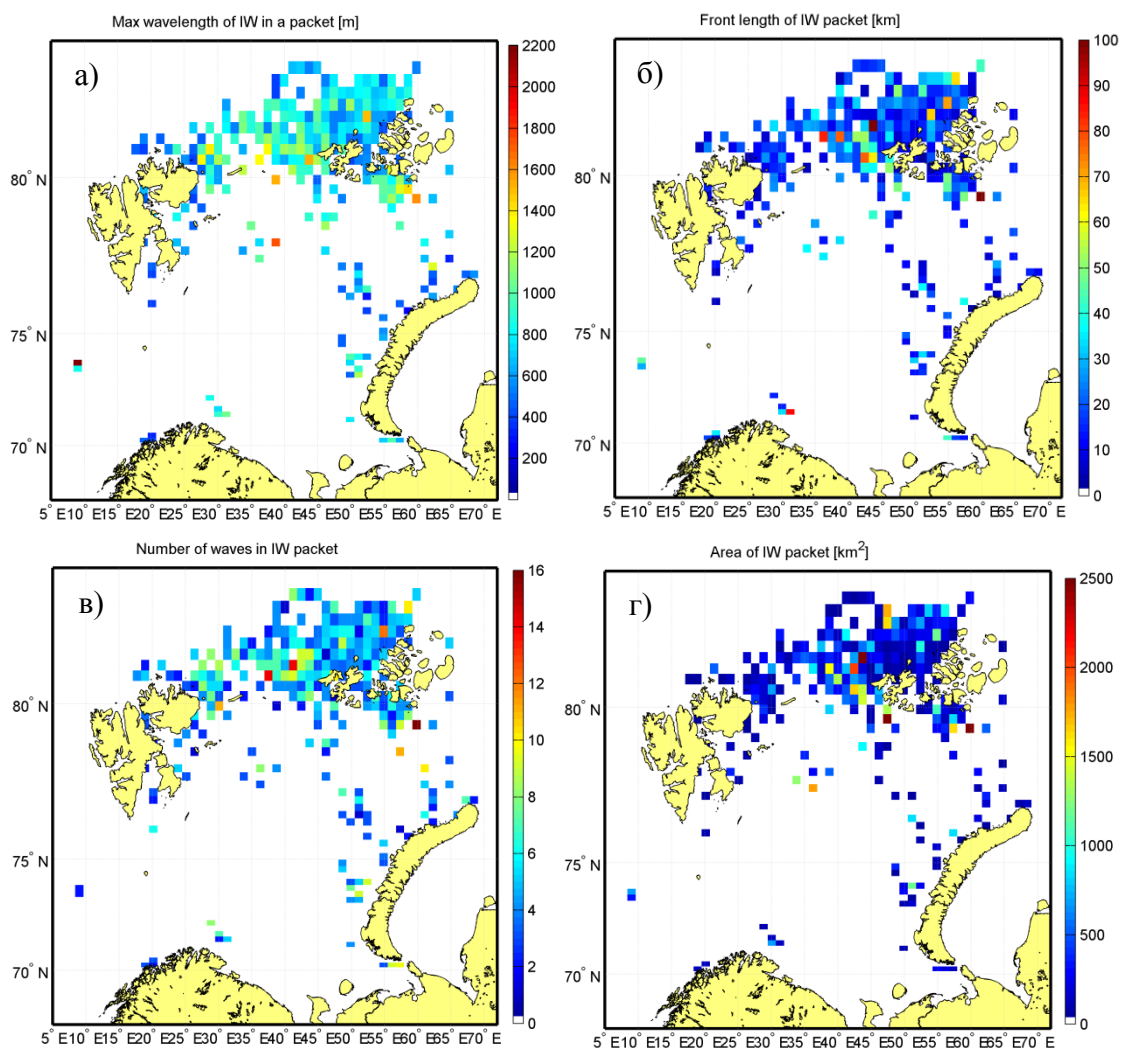
а) Карта покрытий акватории Баренцева моря спутниковой РЛ съемкой, б) карта глубин Баренцева моря по данным ИВСаО v.3, в) положения центров пакетов КВВ на акватории моря, г) относительная частота встречаемости пакетов КВВ в спутниковых РСА изображениях моря

Рисунок 1.13 – Спутниковые РЛ наблюдения КВВ в Баренцевом море в летне-осенний период 2007 г.

Как видно из Рисунка 1.13 (в), большинство пакетов КВВ наблюдалось вблизи арх. ЗФИ, в особенности к северо-западу от о. Земля Александры (самый западный остров арх. ЗФИ). При этом, само по себе количество обнаруженных пакетов КВВ, показанных на Рисунке 1.13 (в), мало говорит о регулярности их наблюдений в том или ином районе. Для этих целей была определена относительная частота встречаемости КВВ в

спутниковых РСА изображениях (Рисунок 1.13, *з*), представляющая собой отношение суммарного количества зарегистрированных пакетов КВВ в каждом отдельном секторе моря к общему количеству РЛ наблюдений данного сектора. Частота встречаемости показывает, сколько проявлений КВВ в среднем приходится на одну РЛ съемку района. Для определения этой величины были использованы все доступные РЛИ Баренцева моря, но при расчете были исключены те районы моря, в которых покрытие РЛ съемкой составило менее 10 РЛИ. Согласно карте на Рисунке 1.13 (*з*), наиболее часто пакеты КВВ наблюдались в районах моря вблизи арх. ЗФИ, о. Белый, к северо-востоку от арх. Шпицберген и с западной стороны прол. Карские Ворота. В ряде районов КВВ встречались лишь на отдельных РСА изображениях, поэтому предположение о регулярности образования КВВ в них остается неподтвержденным.

После обработки всех РСА изображений были построены итоговые карты пространственного распределения средних значений различных характеристик внутренних волн (см. Рисунки 1.14-1.15). Среднее значение каждого из параметров КВВ определялось на сетке размером 50×50. Отметим некоторые особенности географического распределения параметров КВВ, представленных на Рисунке 1.14. Максимальные длины волн в пакетах КВВ, более 1.5км, регистрировались в основном вблизи арх. ЗФИ, среднее наблюдаемое значение составило около 1км, минимальное – 250-300м (см. Рисунок 1.14, *а*). Максимальные значения длины фронта ведущей волны в пакетах КВВ достигали 100км и более, а в среднем составили 20-30км (Рисунок 1.14, *б*).



а) Максимальная длина волны в пакетах КВВ (м), б) длина фронта ведущей волны в пакетах КВВ (км), в) количество волн в пакетах КВВ, г) площадь пакетов КВВ (км²).

Рисунок 1.14 – Основные параметры короткопериодных внутренних волн в Баренцевом море.

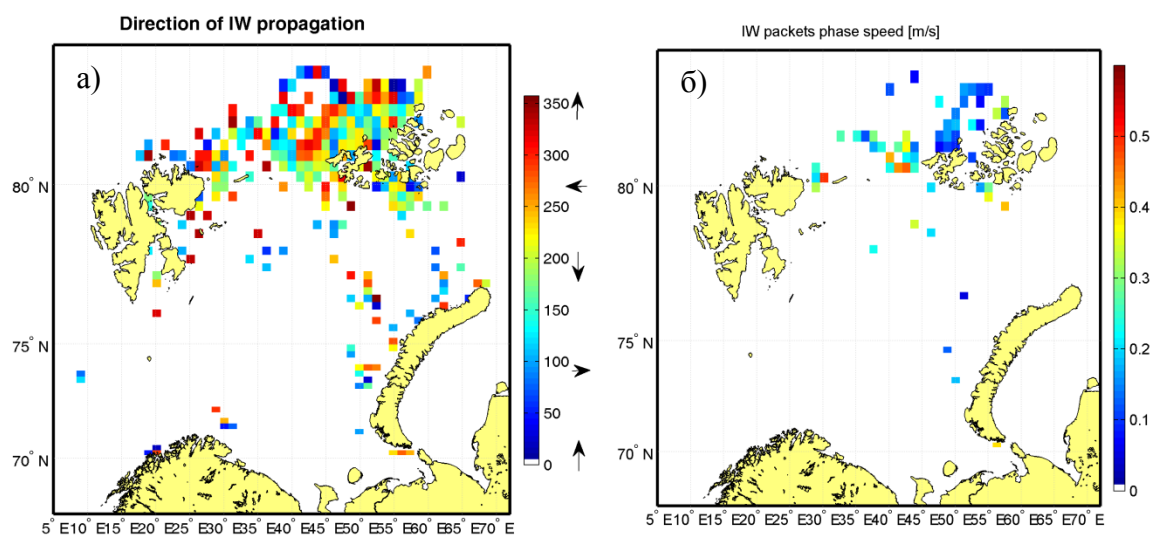
Количество волн в пакетах для одного и того же района сильно варьировалось в течение сезона, в среднем наблюдалось 5-7 волн в пакете КВВ. Самые крупные по площади пакеты КВВ с размерами 2500 км² и более, а также с большим количеством волн в пакетах (до 20 волн)

наблюдались также к югу и западу от арх. ЗФИ (Рисунок 1.14, в-г). В большинстве случаев площадь пакетов КВВ редко превышала $500-700 \text{ км}^2$.

На Рисунке 1.15 представлены характеристики распространения внутренних волн – направление и скорость распространения пакетов КВВ. Из Рисунка 1.15 (а) видно, что направление распространения КВВ на акватории моря крайне разнообразно, и даже для отдельных районов трудно выделить преобладающее направление. Попытаемся выделить некоторые особенности. В районе к югу от арх. ЗФИ доминирует южное направление распространения КВВ, к северо-западу от арх. ЗФИ КВВ направлены преимущественно на запад. Далее на запад, между о. Белый и арх. ЗФИ внутренние волны направлены в основном на юго-восток. Вдоль восточного побережья арх. Шпицберген внутренние волны распространяются преимущественно на север, а вдоль западного побережья арх. Новая Земля – на восток и на запад. С западной стороны прол. Карские Ворота волны направлены в западном-юго-западном направлении.

Как отмечалось выше, в ряде случаев в РЛИ наблюдались серии последовательных пакетов ВВ, схожих по своей конфигурации и направлению распространения. Измеряя расстояние между последовательными пакетами КВВ и предполагая образование каждого нового пакета с частотой полусуточного прилива M_2 , доминирующего в Баренцевом море [Kagan, Sofina, 2014], несложно определить фазовую скорость пакетов КВВ. Карта пространственного распределения скорости распространения пакетов КВВ, измеренной таким образом, представлена на Рисунке 1.15 (б). Максимальные значения фазовой скорости пакетов КВВ, около 0.5 м/с , зарегистрированы к западу от арх. ЗФИ и между арх. Шпицберген и о. Белый. Фазовая скорость пакетов КВВ с южной стороны арх. Новая Земля составила около 0.4 м/с в согласии с результатами наблюдений ВВ по данным отечественного РСА «Алмаз-1» [Дикинис и

др., 1999]. В остальных районах моря среднее значение фазовой скорости составило 0.15-0.25 м/с.



а) Направление распространения пакетов внутренних волн, б) скорость распространения пакетов внутренних волн (м/с)

Рисунок 1.15 – Параметры распространения короткопериодных внутренних волн в Баренцевом море

Рассмотрим подробнее район к северо-западу от арх. ЗФИ с максимальной частотой наблюдения КВВ и количеством их проявлений. В течение летне-осеннего период и в зависимости от фоновых метеоусловий форма и интенсивность проявлений КВВ здесь крайне разнообразны. На Рисунке 1.16 в качестве примеров проявлений внутренних волн в данном районе представлены фрагменты четырех РЛИ ENVISAT ASAR за разные даты с июля по сентябрь 2007 г.

Отметим ряд важных особенностей проявлений ВВ на представленных фрагментах РЛИ и их связь с фоновыми ветровыми условиями. Для удобства интерпретации и определения взаимного

положения фрагментов изображений на РЛИ от 6 августа и 16 сентября 2007 г (Рисунок 1.16, б-г) нанесены изобаты 50, 100, 150 и 200м.

На Рисунке 1.16 (а) приведен фрагмент РЛ изображения от 21 июля 2007 г. Метеорологическая обстановка на момент съемки характеризовалась слабым ветром со средней скоростью 3.5-4м/с северо-восточного направления. На изображении отобразились несколько последовательных пакетов ВВ выраженной концентрической формы. Расстояние между пакетами 3.5-7км. Среднее количество волн в пакетах равно 6-8. Длина фронта ведущей волны – от 30 до 60км. Ширина пакетов ВВ составляет 3.5-5км, увеличиваясь по мере удаления от предположительного района генерации. Максимальная длина волны в пакетах соответствует ведущей волне и составляет от 1 до 2.2км, минимальная длина волны в тылу пакета не более 300м.

На РСА изображении от 6 августа 2007 г. (Рисунок 1.16, б) проявления ВВ имеют форму концентрических окружностей, выходящих как бы из одной «точки» генерации. Поле ветра в данном случае характеризовалось скоростью 4-4.5м/с северного направления. В этих условиях отчетливо видны четыре следующих друг за другом пакета ВВ, границы между ними и внутренняя структура волн в пакетах. Расстояние между пакетами составляет 6-16км. Длина фронта ведущей волны в пакетах – от 20 до 80км. Ширина пакетов – от 4 до 14км. Количество волн в пакетах варьируется от 13 до 20. Длина волны ведущих волн составляет от 0.9км до 3.3км, минимальная длина волны в тылу пакетов около 250м.

На РЛИ от 19 августа 2007 г. (Рисунок 1.16, в) отчетливо видны лишь отдельные фрагменты последовательных пакетов ВВ. Ветер в фоновой области достигает 9-10м/с, южного направления. РЛ контрасты проявлений ВВ существенно ниже, чем в предыдущих случаях. Форма волн в пакетах преимущественно дугообразная. Расстояние между пакетами и длину гребня ведущей волны установить сложно. Количество волн в пакетах – 9 и более. Местами наблюдаются уединенные солитоны.

Ширина пакетов составляет 4-10 км. Длина волны в начале пакета – 1.5-2.3 км, минимально различимая длина волны в тылу пакета – 250-300 м. На РЛИ от 16 сентября 2007 г. (Рисунок 1.16, *г*) показан случай проявления КВВ в штилевой области, описанный выше в разделе 1.3.

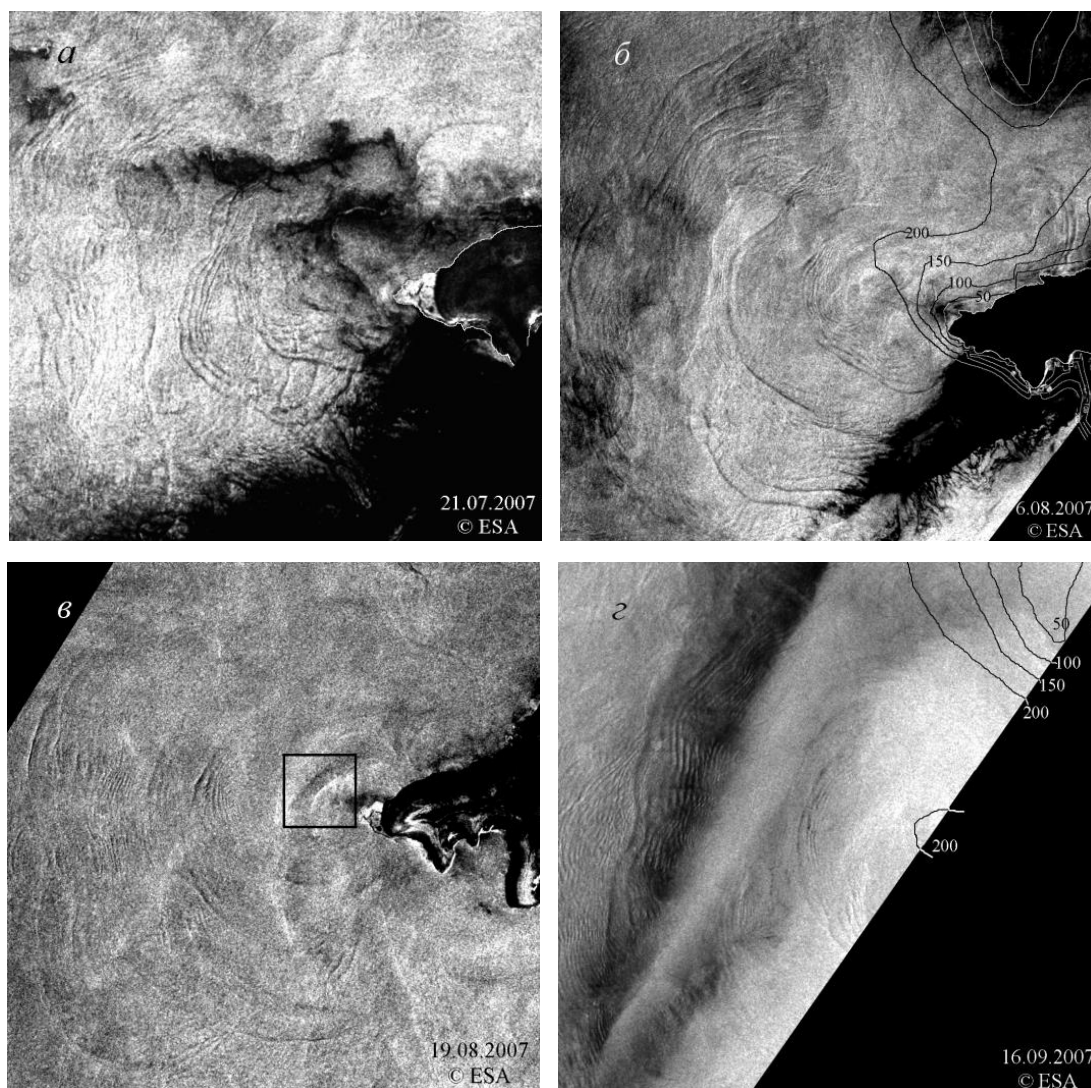


Рисунок 1.16 – Фрагменты РЛИ ENVISAT ASAR в районе регулярного наблюдения проявлений пакетов КВВ к западу от о-ва Земля Александры (арх. ЗФИ) за период с 21 июля по 16 сентября 2007 года. © ESA

Как видно, на всех фрагментах РЛИ проявления ВВ имели характерную дугообразную форму, позволяющую определить место их предположительной генерации – район к северо-западу от м. Мэри

Хармсуорт о-ва Земля Александры (отмечен рамкой на Рисунке 1.16, в) с характерным свалом глубин от 50 до 200м (см. Рисунок 1.13, б).

Оценка «массосодержания» ВКС и его эволюции во времени

Регулярность наблюдения последовательных пакетов КВВ к западу от арх. ЗФИ позволяет определить внутрисезонные изменения фазовой скорости волн и связать их с характеристиками верхнего слоя моря. Значения фазовой скорости пакетов КВВ, распространяющихся от о-ва Земля Александры в западном направлении, были определены для всех доступных РСА изображений данного района (Таблица 1.4).

Таблица 1.4. Изменение фазовой скорости внутренних волн западнее о-ва Земля Александры с середины июля по начало октября 2007 г.

Дата	19.07	21.07	01.08	02.08	04.08	06.08	14.08	15.08
R [км]	5.38	5.95	8.25	7.55	7.65	10.25	10.45	10.75
C [м/с]	0.12	0.133	0.185	0.169	0.171	0.23	0.234	0.241
Дата	20.08	31.08	04.09	15.09	19.09	29.09	02.10	
R [км]	10.35	10.1	12.15	10.65	9.55	7.55	7.5	
C [м/с]	0.232	0.226	0.272	0.239	0.214	0.169	0.168	

Согласно [11], дисперсионное соотношение для низшей внутренней моды может быть записано в виде:

$$c^2 = \frac{g}{k} \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{1}{\operatorname{cth} kd + \operatorname{cth} k(D-d)}, \quad (1.18)$$

где d – глубина залегания пикноклина;

D – глубина;

$\Delta\rho$ – разность плотности воды, расположенной ниже и выше пикноклина;

c – фазовая скорость ВВ;

k – волновое число;

ρ – плотность воды ниже пикноклина;

g – ускорение свободного падения.

При условии, что $kd \ll 1$ и $cth k(D - d) \sim 1$ выражение (1.18) можно существенно упростить и записать в виде:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} d = \frac{c^2}{g}. \quad (1.19)$$

Таким образом, на основании полученных значений фазовой скорости внутренних волн из Таблицы 1.4 и используя выражение (1.19) можно провести оценку «массосодержания» $(\Delta\rho/\rho)d$ верхнего слоя моря и его эволюцию во времени (Рисунок 1.17).

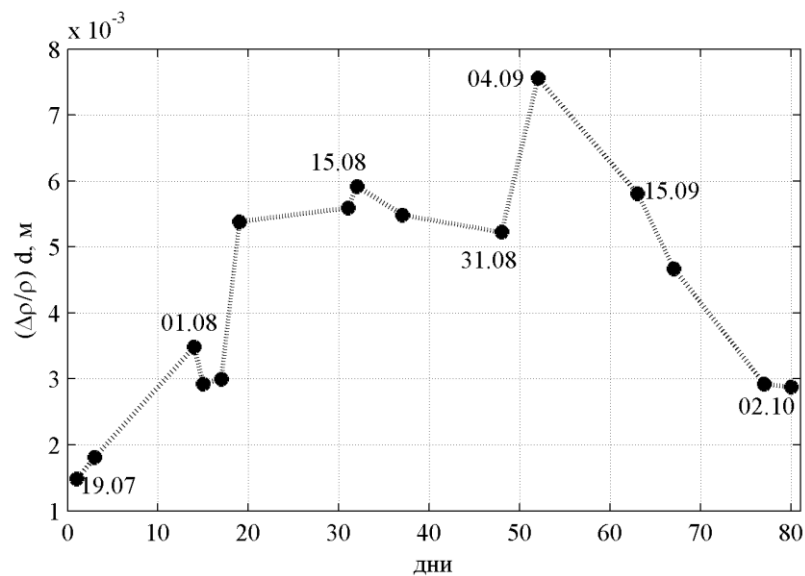


Рисунок 1.17 – Временная изменчивость «массосодержания» ВКС, определенная на основе РСА наблюдений кинематики пакетов КВВ

Полученный результат может быть проинтерпретирован следующим образом. Интенсивный солнечный прогрев в течение лета приводит к увеличению перепада плотности в слое скачка. На Рисунке 1.17 этому соответствует период с середины июля по середину сентября. Согласно представленным данным, максимальный перепад плотности в пикноклине приходится на первую половину сентября. Далее наблюдается заметное уменьшение величины $(\Delta\rho/\rho)d$, что, по-видимому, обусловлено началом ледообразования и процессами интенсивного выхолаживания верхнего слоя моря в данном районе. В целом наблюдаемая картина вполне укладывается в общие представления об изменчивости вертикальной структуры вод в рассматриваемом районе. Таким образом, РСА наблюдения характеристик распространения короткопериодных внутренних волн позволяет проводить оценку интегральных изменений характеристик ВКС в безледный период.

1.4.2 Короткопериодные внутренние волны в Карском море

Всего за период с июля по октябрь 2007 г. было проанализировано 89 РСА изображения Карского моря. В Таблице 1.5 приведены сводные данные о количестве обработанных РЛИ за разные месяцы 2007 года. Как видно из Таблицы 1.5, основное количество РСА изображений приходится на сентябрь (52 РЛИ) и октябрь (18 РЛИ) – месяцы, когда акватория Карского моря максимально открыта ото льда.

На Рисунке 1.18 представлена карта покрытий акватории Карского моря РЛ съемкой за весь период наблюдений. Как видно из карты, акватория моря покрыта достаточно равномерно, среднее количество покрытий составляет около 30 РЛИ на единицу морской поверхности, а в северо-восточной части моря достигает 50 РЛИ.

Таблица 1.5. Характеристики спутниковых РСА наблюдений короткопериодных внутренних волн в Карском море

Месяц 2007 г.	Количество РЛИ		Количество пакетов КВВ
	IMM	WSM	
Июль	0	8	0
Август	0	11	44
Сентябрь	4	48	118
Октябрь	14	4	86
Всего	89		248

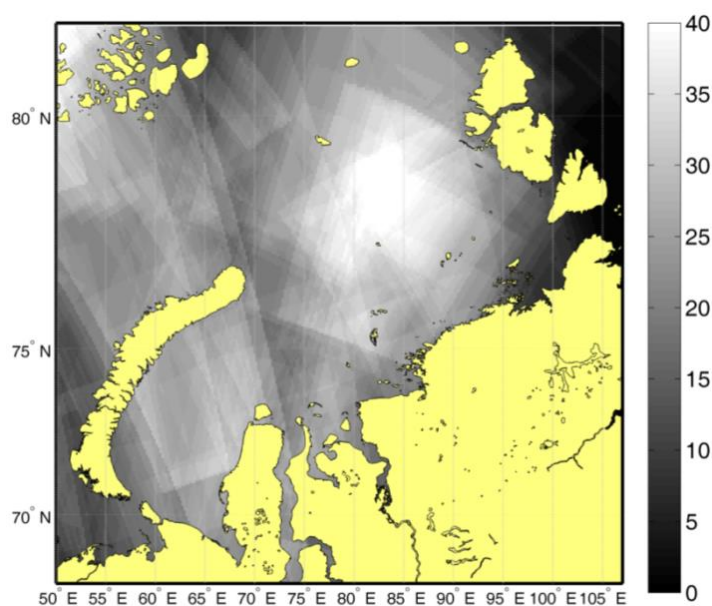


Рисунок 1.18 – Карта покрытий акватории Карского моря спутниковой РЛ съемкой с июля по октябрь 2007 г.

После обработки всех РЛИ итоговые карты пространственного распределения средних значений параметров внутренних волн строились на сетке размером 30×30 с размером сектора $0.45^\circ \text{с.ш.} \times 1.8^\circ \text{в.д.}$

Всего в ходе обработки 89 спутниковых РЛИ было идентифицировано 248 пакетов внутренних волн. Основная часть (~80%) выделенных пакетов КВВ приходится на сентябрь и октябрь (см. Таблицу 1.5). Интересно отметить, что в октябре внутренние волны регистрировались значительно чаще, чем в сентябре, – на одно РЛИ в сентябре в среднем приходится два пакета КВВ, в то время как в октябре в одном РЛИ в среднем наблюдалось около пяти пакетов КВВ.

На Рисунке 1.19 представлена обобщенная карта пространственного распределения пакетов КВВ на акватории Карского моря по результатам спутниковых РСА измерений. Для удобства на карту нанесены только гребни лидирующих волн в пакетах КВВ. Максимальное количество наблюдений КВВ (около 60 % от общего количества зарегистрированных пакетов) приходится на юго-западную часть моря, – от пролива Югорский Шар, далее восточнее пролива Карские Ворота и примерно до середины Новоземельской впадины (см. Рисунок 1.19, б). Кроме этого, внутренние волны часто регистрировались в районе к северо-востоку от мыса Желания, а также к востоку и западу от южной части Центральной Карской возвышенности. Пакеты КВВ также наблюдались в северных районах моря к северу от 80° с.ш., между о. Визе и о. Ушакова, а также к северу от о. Шмидта (81.6° с.ш.). Обычно в летнее время эти районы закрыты льдом, но летом-осенью 2007 г наблюдался минимум площади ледяного покрова в Арктике, что позволило провести наблюдения.

Большинство наблюдаемых пакетов ВВ располагается в глубоководных частях моря, на свалах глубин (100-200м) и вблизи подводных склонов. Стоит обратить внимание, что за весь период наблюдений ВВ практически не наблюдались на мелководных (до 50м) участках моря, включая шельфовые зоны вблизи устьев рек Оби и Енисея, за исключением единичных случаев на выходе из Енисейского залива севернее о. Сибирякова и вблизи о. Свердруп (см. Рисунок 1.19, а). По-видимому, особенности гидрологии этой области – неглубокий

пикноклин, наличие линзообразных структур, обилие фронтальных зон, вблизи которых происходит уменьшение амплитуды короткопериодных внутренних волн или их вырождение [Смирнов и др., 2002], может приводить к ослаблению поверхностных проявлений внутренних волн или формированию «нетипичных» проявлений в РСА изображениях морской поверхности.

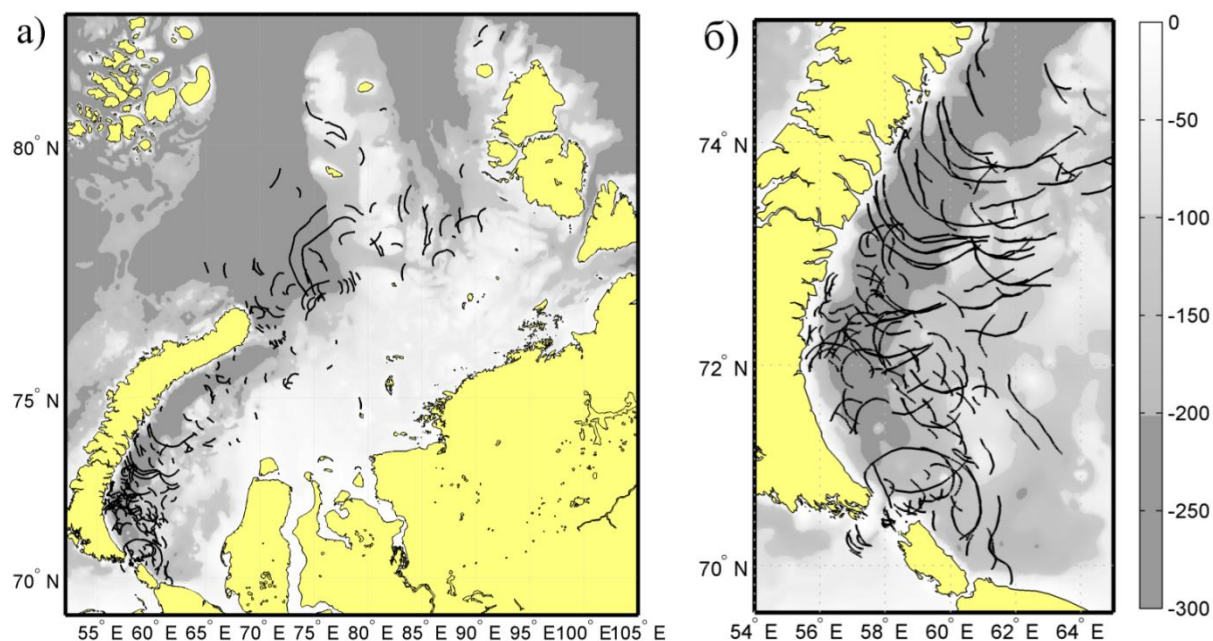
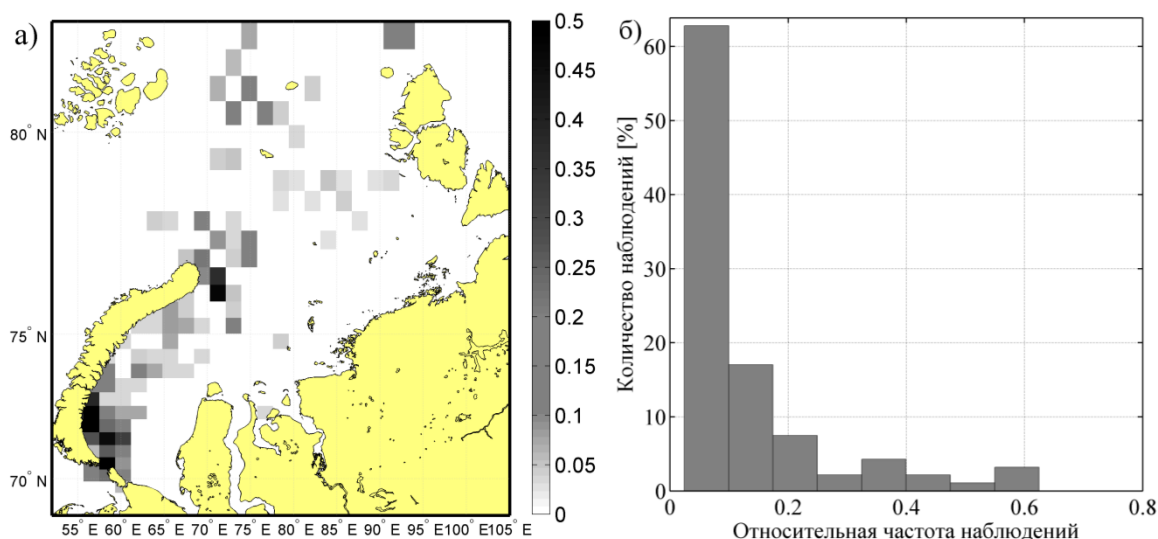


Рисунок 1.19 – Пространственное распределение пакетов внутренних волн на всей акватории Карского моря (а) и в его юго-западной части (б) по данным ENVISAT ASAR в июле-октябре 2007 г.

На Рисунке 1.20 приведена карта и гистограмма распределения частоты встречаемости внутренних волн в РСА изображениях Карского моря. Из Рисунка 1.20 видно, что наиболее часто внутренние волны наблюдались в проливе Карские Ворота, вдоль восточного побережья о. Южный (арх. Новая Земля), на выходе из пролива Маточкин Шар, а также восточнее мыса Желания, - в этих районах частота достигает значения 0.5, т. е. как минимум один пакет ВВ мог наблюдаться на каждом втором РСА

изображении данного сектора. На остальных участках акватории моря ВВ наблюдались менее регулярно, среднее значение относительной частоты составило около 0.1.



а) Карта пространственного распределения частоты встречаемости; б) гистограмма частоты встречаемости

Рисунок 1.20 – Относительная частота встречаемости пакетов внутренних волн в спутниковых РЛИ акватории Карского моря

В Таблице 1.6 приведены статистические параметры некоторых измеренных характеристик внутренних волн. Отметим здесь некоторые основные особенности приведенных в Таблице 1.6 результатов. Как правило, в РСА изображениях внутренние волны наблюдались в виде цугов солитоноподобных волн, в среднем 2-3 волны (максимум 11 волн) в пакете, при средней (максимальной) длине пакета около 1.5км (14км). В некоторых случаях встречались уединенные волны.

Среднее наблюдаемое значение максимальной длины волны в пакете (расстояние между соседними солитонами) составило 0.6км, при этом средняя длина гребня лидирующей волны составляет около 40км. Стоит

отметить, что в ряде случаев наблюдались цуги волн особенно крупных размеров – с длиной волны 2-3км (максимум 3.2км) и длиной гребня лидирующей волны около 200км (максимум 225км), что сравнимо с горизонтальными размерами крупных интенсивных внутренних волн больших амплитуд [Apel et al., 1985; da Silva et al., 2011; Jackson, 2004; Jackson, 2007; Susanto et al., 2005]. Средняя площадь пакетов составляет около 60км^2 , но у крупных пакетов она может достигать более 700км^2 .

Таблица 1.6. Статистические характеристики основных параметров внутренних волн в Карском море по данным спутниковой радиолокации

Параметр внутренних волн	Максимум	Минимум	Среднее	Медиана
Количество волн в пакете, шт	11	1	3	2
Максимальная длина волны, км	3.20	0.15	0.63	0.54
Длина фронта лидирующей волны, км	224.45	4.50	37.06	28.80
Длина пакета волн, км	14.47	0.10	1.72	1.28
Площадь пакета, км^2	733.26	1.80	64.45	28.60
Расстояние между пакетами, км	63.26	0.73	18.71	17.52

Регулярность наблюдения пакетов внутренних волн в отмеченных выше районах позволяет сделать предположение о преимущественно приливном характере их образования. В ряде случаев на одном РЛИ наблюдались целые серии последовательных пакетов внутренних волн, предположительно имеющих один и тот же район генерации. Максимальное количество таких пакетов достигало пяти и более. Как видно из Таблицы 1.6, в среднем по акватории расстояние между

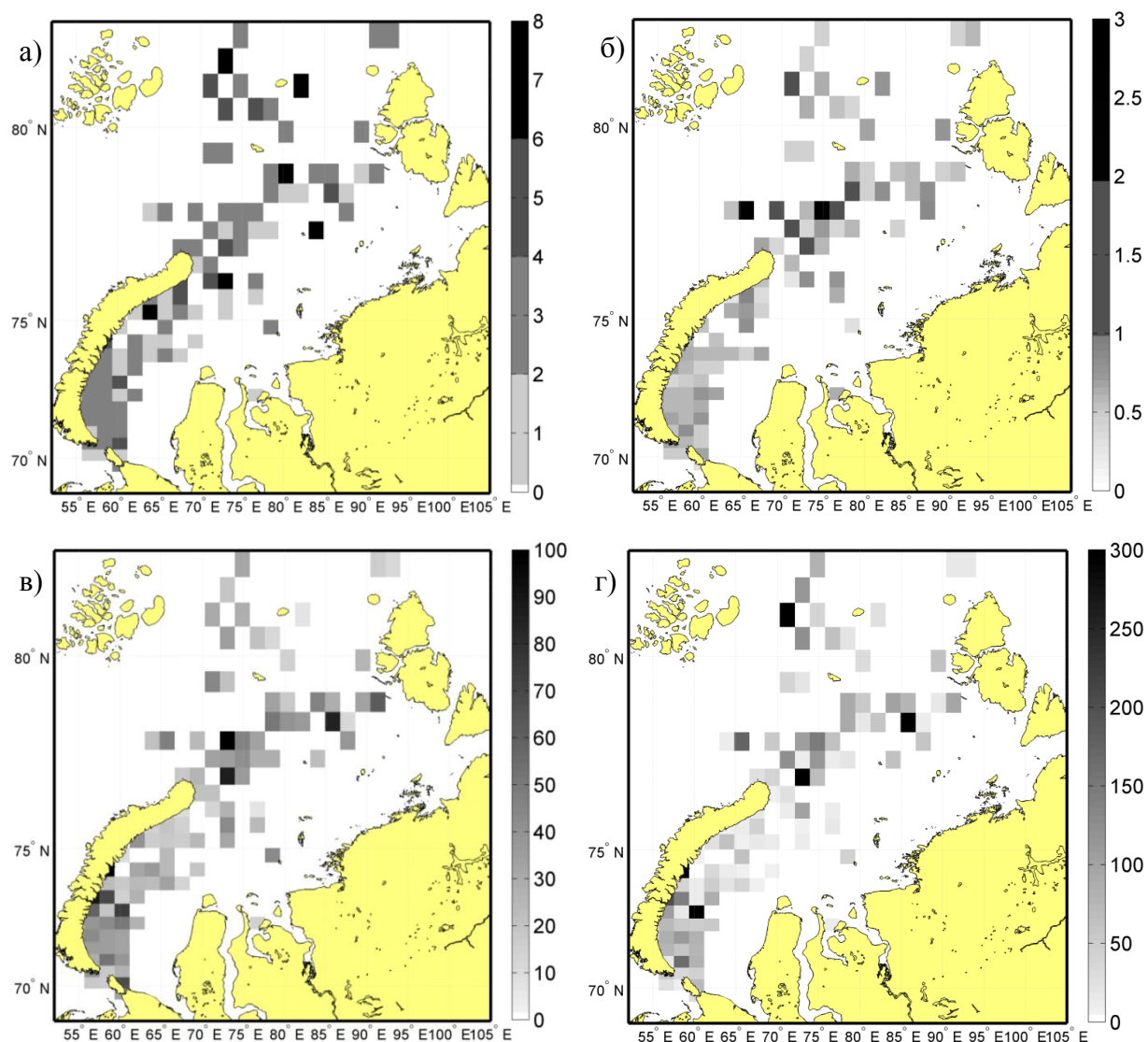
последовательными пакетами ВВ составляет около 20км, но может достигать 50-60км.

На Рисунке 1.21 представлены карты пространственного распределения основных параметров внутренних волн, перечисленных выше. Как видно из Рисунка 1.21 (а), в основном на акватории моря распространены пакеты по 2-4 волны в пакете. Самые большие по количеству волн пакеты (от 8 до 11 волн) наблюдались над Центральной Карской возвышенностью, восточнее мыса Желания, а также у пролива Маточкин Шар (7 волн). Максимальные длины волн в пакете (более 2км) встречались в основном в северной части моря, севернее и восточнее мыса Желания (Рисунок 1.21, б). Вдоль восточного побережья арх. Новая Земля и вблизи пролива Карские Ворота длины волн составляли от 0.4 до 0.7км.

Пакеты внутренних волн с длиной гребня лидирующей волны более 100км встречались восточнее пролива Маточкин Шар и залива Цивольки, северо-восточнее мыса Желания (в глубоководной части моря) и в северо-западной части моря над южной частью желоба Воронина (Рисунок 1.21, в). Цуги внутренних волн с максимальной длиной гребня 225км зарегистрированы над южной частью желоба Святой Анны. В более мелководных областях моря над Обь-Енисейским мелководьем, Центральной Карской возвышенностью, шельфовой зоной у архипелагов Новая Земля и Северная Земля наблюдались менее протяженные гребни волн с длиной гребня до 50км.

Самые крупные по площади пакеты ВВ (Рисунок 1.21, г) находятся в глубоководных областях моря: восточнее пролива Маточкин Шар, северо-западнее мыса Желания (более 200км²). В среднем на всей акватории моря площадь пакетов составляет около 80-100км², наиболее часто встречались небольшие по площади пакеты – до 50км². В области Центральной Карской возвышенности площадь пакетов варьируется в широком диапазоне от минимальной до максимальной. Над центральной ее частью

– пакеты с меньшей площадью, на свале глубин и в области глубоководных желобов – пакеты с большей площадью.

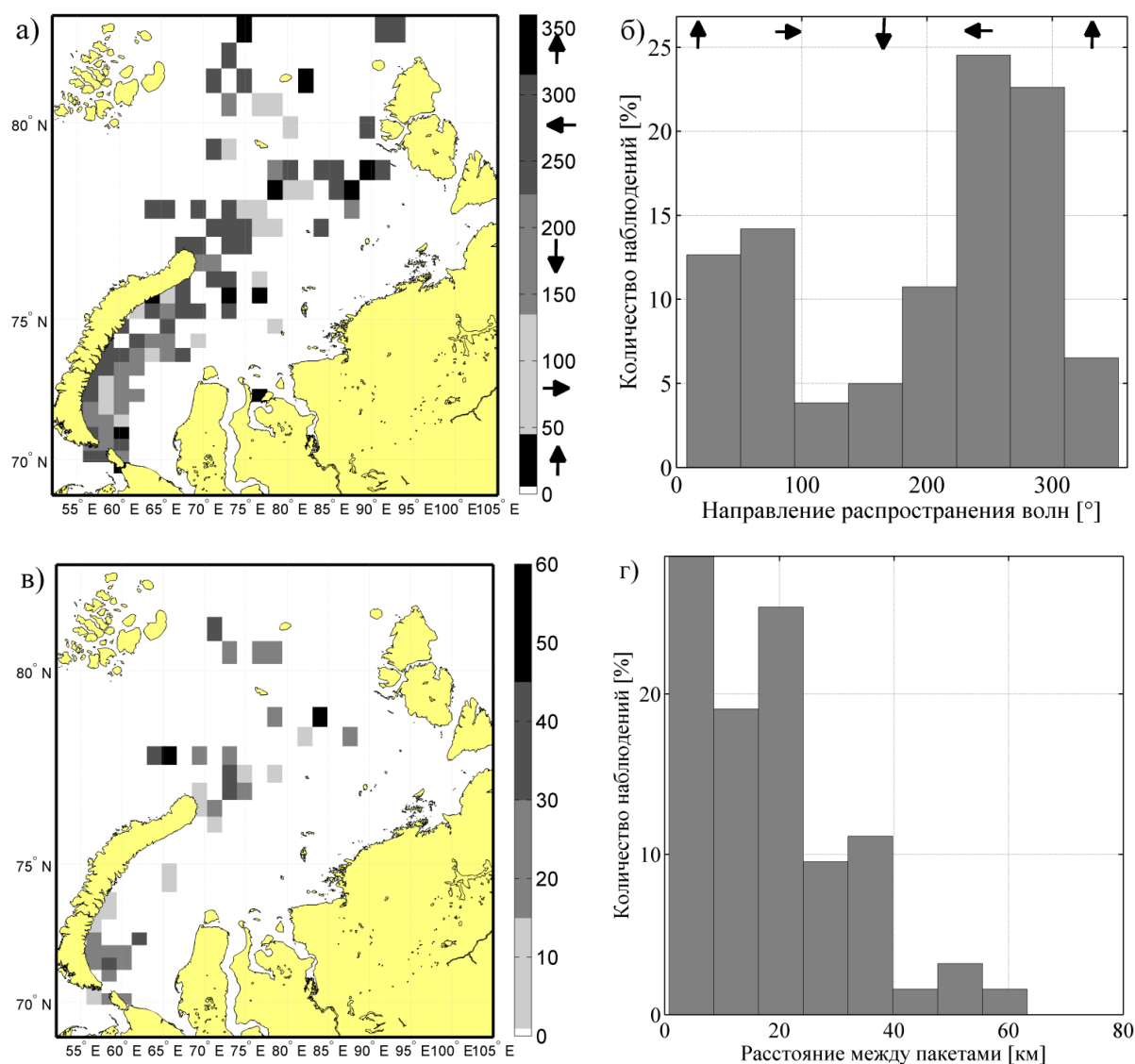


а) Количество волн в пакетах ВВ (шт), б) максимальная длина волны в пакетах ВВ (км), в) длина гребня лидирующей волны (км), г) площадь пакета ВВ (км²)

Рисунок 1.21 – Карты пространственного распределения параметров короткопериодных внутренних волн на акватории Карского моря

На Рисунке 1.22 (а) показана карта пространственного распределения направлений распространения пакетов ВВ (направление указано относительно направления на север). Из Рисунка 1.22 видно, что даже в отдельных районах моря волны распространялись в различных направлениях, вплоть до противоположных. Яркий пример тому - пролив Карские Ворота, из которого пакеты ВВ распространяются и на юго-запад в Баренцево море, и в сторону Карского моря на восток и северо-восток (см. Рисунок 1.22-1.23).

Вдоль восточного побережья арх. Новая Земля над глубоководной частью Новоземельской впадины регулярно наблюдаются крупные системы внутренних волн, распространяющихся в южном направлении (см. Рисунок 1.19, 1.23). Кроме того, в районе от пролива Карские Ворота и примерно до 73° с.ш. регулярно наблюдаются пакеты волн, распространяющиеся от свала глубин на восток и северо-восток. В северной части моря (выше 76° с.ш.) в основном преобладает западное направление распространения ВВ, но также стоит отметить пакеты волн, направленные на северо-восток от мыса Желания в сторону Центральной Карской возвышенности и далее в сторону желоба Воронина. Пакеты волн к северу от о. Шмидта направлены в северо-западном направлении. В целом на акватории преобладает западное направление движения пакетов ВВ (Рисунок 1.22, б).



Стрелками в (а, б) показано основное направление пакетов ВВ для каждого сегмента шкалы направлений

Рисунок 1.22 – Карты (а, в) и гистограммы распределения (б, г) направлений распространения (а, б) внутренних волн и расстояний между последовательными пакетами ВВ (в, г)

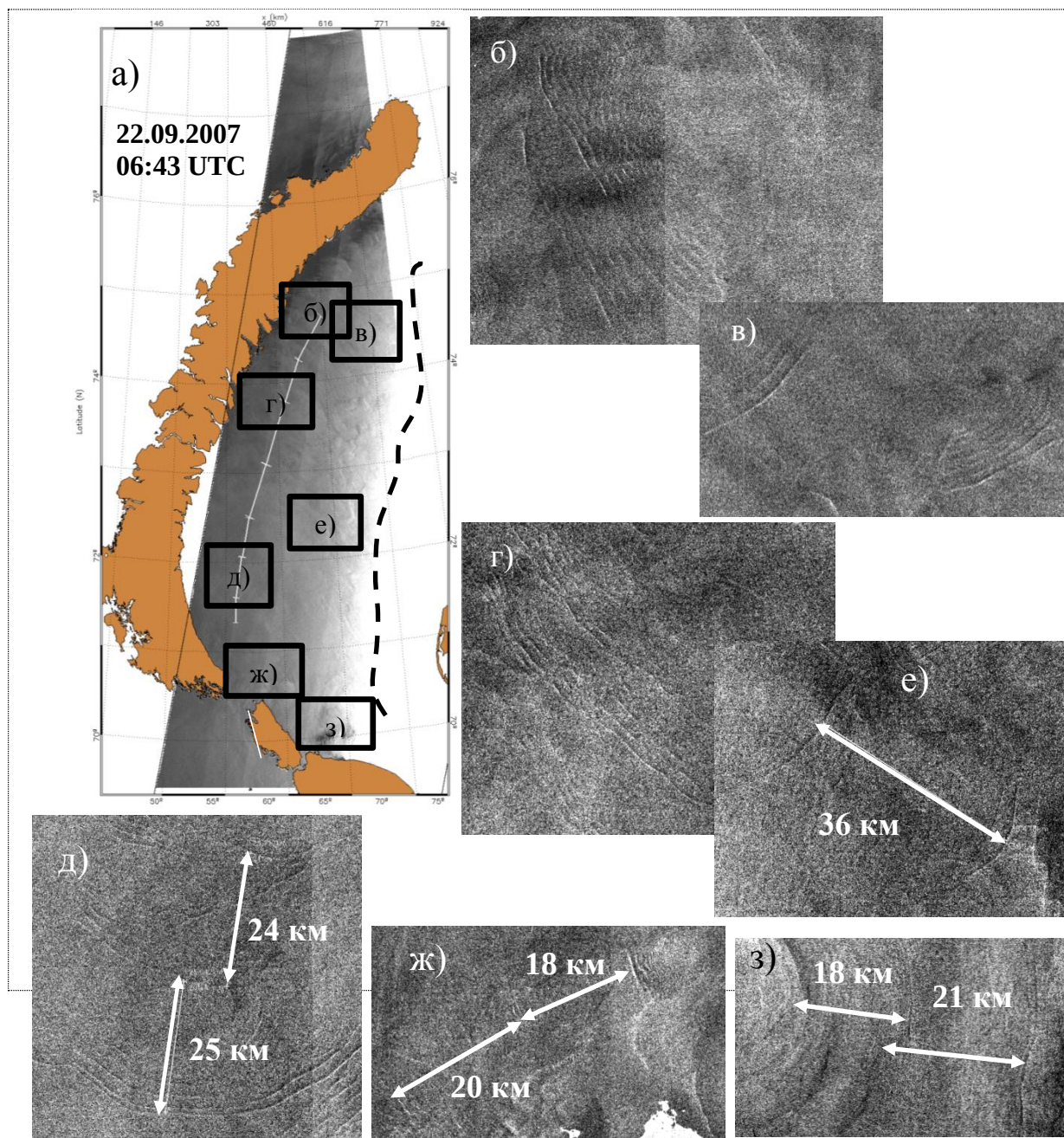
Как отмечалось выше, в ряде случаев в РСА изображениях наблюдались серии последовательных пакетов ВВ, схожих по своей конфигурации и направлению распространения. За весь период наблюдений нами было зарегистрировано 55 таких пакетов и измерены

расстояния между ними. Карта и гистограмма распределения расстояний между последовательными пакетами приведены на Рисунке 1.22 (в, г). Примерно в 30% случаев расстояние между пакетам не превышало 10км, второй пик (~ 25%) наблюдается для значений около 20км (Рисунок 1.21, г). В 10% наблюдений (около 6 случаев) расстояние между пакетами превосходило 40км, максимальное значение – 63км. Как видно из Рисунка 1.21 (в), пакеты с расстоянием до 30км наблюдаются во всех основных районах наблюдений, тогда как расстояния между пакетами в диапазоне 30-60км зарегистрированы в основном в северной части моря над свалами глубин восточнее мыса Желания, между Центральной Карской возвышенностью и желобом Воронина, а также в глубоководной части моря над желобом Святой Анны (максимальное значение 63км).

Известно, что генерация пакетов короткопериодных внутренних волн часто связана с распространением и трансформацией внутреннего прилива, а расстояние между последовательными цугами КВВ может соответствовать длине внутренней приливной волны [Jackson et al., 2012]. Полученные нами значения расстояний между пакетами в целом согласуются с результатами измерений и численного моделирования внутреннего прилива в Карском море, 20-40км [Морозов и др., 2003; Morozov et al., 2008]. Предполагая генерацию пакетов КВВ каждый приливной цикл (каждые 12.4ч), нетрудно получить диапазон значений фазовой скорости внутренних волн. Для расстояний между пакетами 10-60км, значения фазовой скорости составляют 0.2 – 1.5м/с. По данным работы [Пелиновский и др., 2003], среднее значение скорости распространения длинной линейной внутренней волны в Карском море составляет 0.3м/с, что примерно соответствует нижней границе наблюдаемых нами значений.

На Рисунке 1.23 приведен пример проявлений пакетов внутренних волн в западной части Карского моря на РЛИ ENVISAT ASAR от 22 сентября 2007 года. На данном РЛИ отобразились целая система пакетов

внутренних волн, всего примерно 14 пакетов, распространяющихся с севера на юг над глубоководной частью Новоземельской впадины. Увеличенные фрагменты РЛИ с пакетами КВВ приведены на Рисунке 1.23 (б-е). Как видно, пакеты имеют характерную дугообразную форму, с количеством волн в пакете от 2 до 12 штук, и выглядят последовательными, хотя местами их РЛ проявления нечеткие. Только на основании РЛИ нельзя однозначно утверждать, что все эти пакеты имеют один и тот же район генерации, хотя в пользу этого предположения говорят их форма, общая структура системы, а также характерное увеличение расстояния между пакетами по мере их распространения на юг. В верхней части РЛИ расстояние между соседними пакетами составляет около 10 км (Рисунок 1.23, б,г) и постепенно растет до 25 км (Рисунок 1.22, д) в нижней части изображения. Общая траектория распространения этой системы КВВ показана сплошной белой линией на Рисунке 1.22 (а) и составляет около 500 км (от 74.6° до 71° с.ш.). Едва ли пакеты КВВ из одного района генерации могут преодолеть такое большое расстояние (от источника генерации) без диссипации, хотя примеры такого распространения известны в литературе [Kozlov et al., 2014]. Кроме того, на отдельных РЛИ видна обратная картина, – система пакетов внутренних волн распространяется вдоль Новоземельской впадины на север.



а) Положение РЛИ и его фрагментов на карте, б)-з) увеличенные фрагменты РЛИ, иллюстрирующие проявления пакетов КВВ в разных районах западной части Карского моря

Рисунок 1.23 – Пример проявления пакетов КВВ в западной части Карского моря на РЛИ ENVISAT ASAR от 22 сентября 2007 года. © ESA

Стоит отметить, что помимо основной системы внутренних волн, распространяющихся на юг, на РЛИ также наблюдается вторая, параллельная ей система КВВ, расположенная восточнее над глубинами менее 200 м. Часть волн этой системы ориентирована на юго-восток. При этом, не один из наблюдаемых пакетов не заходит восточнее границы, отмеченной на Рисунке 1.23 (а) черной штриховой линией. Эта линия соответствует положению характерных РЛ проявлений зон дивергенции/конвергенции поверхностных течений вблизи границы между распресненными водами Обь-Енисейского мелководья и более солеными водами западной части Карского моря.

На этом же изображении вблизи пролива Карские Ворота отмечаются две системы волн противоположных направлений. Первая система из трех последовательных пакетов распространяется из Карского моря в сторону пролива (Рисунок 1.23, ж). Расстояние между пакетами составляет 18-20 км, а длина фронта всего 2-5 км. Вторая система из двух пакетов направлена на восток (Рисунок 1.23, з), расстояние между пакетами также около 20 км, но длина гребней лидирующих волн в обоих пакетах более 50 км.

Сравнение результатов РСА наблюдений с результатами более ранних исследований, известных из литературы

В данном разделе проводится сопоставление полученных результатов с результатами проводившихся ранее модельных и натурных экспериментов. Одним из наиболее интересных районов Карского моря является пролив Карские Ворота. Анализ внутреннего прилива в этом районе проводился в работах [Морозов и др., 2003; Morozov et al., 2003; Morozov et al., 2008], где показано, что в западной части пролива происходит генерация сильного внутреннего прилива большой амплитуды

(до 50м), направленного в сторону Баренцева моря. Далее внутренний прилив трансформируется во внутренний бор, следом за которым возникает пакет КВВ. С другой стороны пролива образуется запрепятственный гидравлический прыжок, направленный в сторону Карского моря. При этом, согласно результатам модельных расчетов, длина внутренней волны с восточной стороны пролива (в Карском море) больше, чем с его западной стороны (в Баренцевом море).

Контактные наблюдения внутренних волн в данном районе проводились с 8 сентября (22:20 UTC) по 9 сентября (06:40 UTC) 2007 года. На этот период в роллинг-архиве ЕКА имелось два РЛИ – вечерняя съемка 8 сентября (17:19 UTC) и утренняя съемка 9 сентября (06:54 UTC) 2007 г. Фрагменты этих РЛИ показаны на Рисунке 1.24 (*а*, *б*). Разница между съемками составляет 13.5ч, т. е. чуть более одного цикла полусуточного прилива. В обоих случаях фоновые ветровые условия были не самыми благоприятными для детектирования проявлений КВВ на РЛИ, наблюдались характерные проявления дождевых ячеек в атмосфере, а скорость приводного ветра была выше оптимального диапазона в 3-8м/с.

На РЛИ от 8 сентября 2007 г. (Рисунок 1.24, *а*) по обе стороны от пролива отчетливо видны яркие полосы, по-видимому, связанные с проявлением внутренних волн на морской поверхности. Аналогичные проявления ВВ в виде полос локального усиления обратного рассеяния РЛ сигнала были зарегистрированы судовым радиолокатором во время проведения контактных измерений [Morozov et al., 2008]. Визуальная интерпретация фрагмента РЛИ от 9 сентября затруднена из-за относительно высокой скорости приводного ветра (около 10м/с). Тем не менее, в восточной части пролива видна аномалия сигнала в виде чередующихся полос повышенного и пониженного рассеяния РЛ сигнала. Со стороны Баренцева моря видны лишь едва различимые проявления пакетов ВВ в виде темных полос с уровнем РЛ сигнала несколько ниже

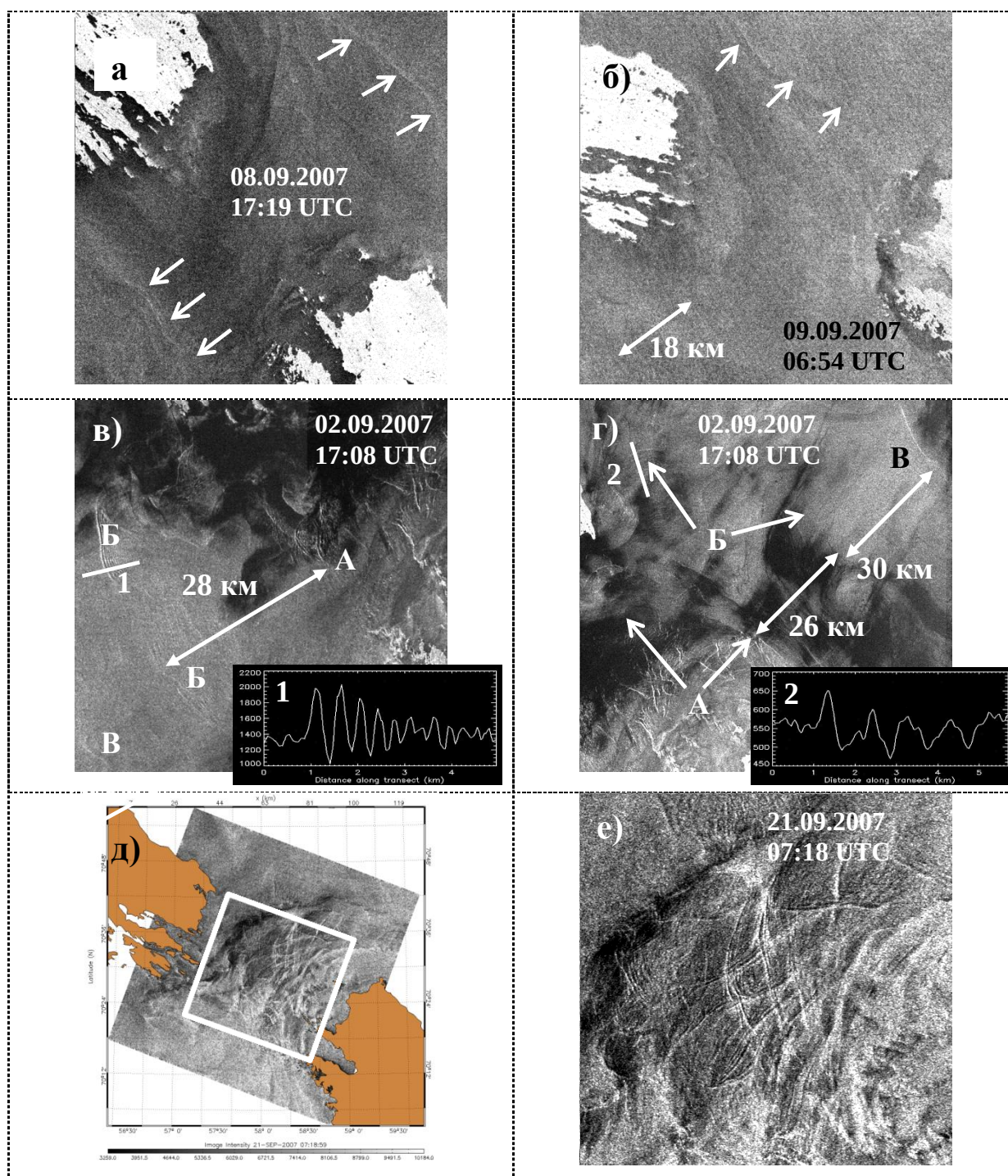
фона. Белыми стрелками на Рисунке 1.24 (б) отмечены примерные границы этих пакетов, а расстояние между ними составило около 18 км.

На обоих РЛИ в восточной части пролива наблюдается проявление одиночной волны, распространяющейся в сторону Карского моря. По-видимому, эти сигнатуры связаны с проявлением внутреннего прилива на морской поверхности. По результатам численного моделирования [Morozov et al., 2008] в восточной части пролива распространение внутренней приливной волны не сопровождалось генерацией пакетов КВВ. Анализ же спутниковых изображений за разные даты показал, что пакеты КВВ периодически наблюдаются на выходе из пролива в Карское море. На Рисунке 1.24 (г) приведен фрагмент РСА изображения от 2 сентября (17:08 UTC) 2007 г с проявлением трех последовательных пакетов (обозначены буквами *A*, *B*, *B*) внутренних волн, направленных на северо-восток (см. Рисунок 1.24, г). Расстояние между этими пакетами около 26-30 км, они насчитывают 3-5 волн в пакете (см. сечение 2 на Рисунке 1.24, г), а длина гребней первых двух пакетов фактически равна ширине пролива и составляет около 50 км. По мере распространения в Карское море длина гребней растет, они приобретают форму полуэллипса с большой осью, вытянутой перпендикулярно главной оси пролива (см. Рисунок 1.19, б). Такие пакеты наблюдались вплоть до района к северу от пролива Югорский Шар (Рисунок 1.23, з).

Генерация пакетов короткопериодных внутренних волн при распространении и эволюции внутреннего прилива со стороны Баренцева моря [Морозов и др., 2003, Morozov et al., 2008] хорошо видна на Рисунке 1.24 (в). Примерно в 15 км от центральной части пролива отчетливо виден небольшой пакет КВВ (обозначен буквой *A* на Рисунке 1.24, в) с 4-5 волнами и длиной фронта около 8 км. Следующий пакет (пакет *B*) расположен на расстоянии около 28 км от первого, пакет насчитывает около 12-14 волн (см. сечение 1 на Рисунке 1.24, в), а длина его фронта достигает 60 км. Расстояние между следующими парами пакетов (пакеты *B*

и B , и далее) составляет 20-24 км. Наблюдаемые межпакетные расстояния практически совпадают с длиной внутренней приливной волны, 24 км, полученной по данным моделирования и контактных измерений в этом районе неделю спустя [Morozov et al., 2008]. Всего на данном РЛИ наблюдается пять последовательных пакетов КВВ на расстоянии около 140 км на юго-запад от предполагаемого места генерации в проливе Карские Ворота.

При этом стоит отметить одну особенность РЛ проявлений пакетов КВВ, распространяющихся в Баренцево море. На Рис. 1.24 (в) видно, что наиболее четкие проявления пакета B с максимальным РЛ контрастом видны в его северной части (см. положение сечения 1), а в южной части РЛ контрасты значительно ниже. Это может быть связано как с особенностями распространения солитонов в условиях меняющихся стратификации и фоновых течений и последующим ослаблением их поверхностных проявлений, так и изменениями в «геометрии» РСА наблюдений. Так или иначе, на большинстве РЛИ данного района пакеты КВВ обычно встречаются севернее основной оси пролива (там, где находится северная часть пакета B) и распространяются на запад и северо-запад, вдоль юго-западного побережья о. Южный (арх. Новая Земля). Также не исключено, что южной части этих пакетов просто не видно, предполагая, что в проливе скорее всего образуются пакеты КВВ дугообразной формы, как показывает Рисунок 1.24 (в).



а) Фрагмент РЛИ от 8 сентября 2007 года (17:19 UTC), б) фрагмент РЛИ от 9 сентября 2007 года (06:54 UTC), в-г) фрагменты РЛИ от 2 сентября 2007 года (17:08 UTC), д-е) положение РЛИ на карте и его фрагмент от 21 сентября 2007 года (07:18 UTC)

Рисунок 1.24 – Примеры наблюдений пакетов КВВ вблизи пролива Карские Ворота в РЛИ ENVISAT ASAR. © ESA

Пример распространения пакетов КВВ из пролива Карские Ворота был также зарегистрирован на РЛИ КА «Алмаз-1» южнее островов Саханиных [Дикинис и др., 1996; Дикинис и др., 1999]. Хотя авторы указанной работы предположили локальную генерацию пакетов внутренних волн при обтекании неоднородности рельефа приливным потоком, изображения ENVISAT ASAR с широкой полосой обзора позволяют утверждать, что пакеты ВВ, наблюдаемые вблизи о-вов Саханиных, берут свое начало в проливе Карские Ворота. В самом проливе зачастую наблюдается довольно сложная картина из нескольких систем небольших пакетов внутренних волн по 2-3 волны в пакете, ориентированных вдоль и поперек пролива (см. Рисунок 1.24, в-е).

В работе [Сабинин, Становой, 2002] на основе ежечасных измерений течений на северном склоне мелководной банки в юго-западной части Карского моря к востоку от Новоземельской впадины (примерно 71.8° с.ш. 60.2° в.д.) проводился анализ полусуточных приливных колебаний. В условиях почти двухслойной стратификации были зарегистрированы полусуточные внутренние волны низшей внутренней моды. При этом авторы отмечали явную нелинейность наблюдаемых ВВ и частую смену направления их распространения – волны попеременно распространялись на север и на юг. В ходе анализа спутниковых РЛИ внутренние волны также неоднократно наблюдались нами в указанном районе (см. Рисунок 1.19, б). Как правило, они распространялись в виде пакетов, движущихся на юг, но на отдельных РЛИ были видны пакеты северного направления. Пример наблюдения ВВ в этом районе приведен на Рисунке 1.23 (е), где отчетливо видны два последовательных пакета КВВ с несколькими волнами в пакете, расстоянием между пакетами около 36км и максимальной длиной волны в пакете 3.2км. Эти пакеты являются частью большой системы КВВ, распространяющейся со стороны Новоземельской впадины в южном-юго-западном направлении. Возможно, внутренние волны аналогичные тем, что наблюдаются в спутниковых изображениях, и

были зарегистрированы контактными методами. Авторы [Сабинин, Становой, 2002] объясняют их появление генерацией запрепятственных волн над банкой к югу от места измерений. В то же время, спутниковые наблюдения показывают, что образование волн южного направления скорее всего происходит над склоном Новоземельской впадины, поскольку вся система берет свое начало оттуда. Но подтверждение этому требует более детального сопоставления спутниковых и контактных измерений.

Как уже отмечалось выше, внутренние волны почти не встречались на мелководном шельфе вблизи устьев рек Оби и Енисея. В работе [Пелиновский и др., 2002] отмечается, что эти области являются особыми зонами для распространения внутренних волн, а кинематические характеристики внутренних волн существенно зависят от фоновых течений. Результаты гидрологических измерений показали, что на мелководных участках Карского моря профили частоты плавучести могут иметь несколько пиков, а коэффициенты квадратичной и кубической нелинейности, определяющие полярность солитонов короткопериодных волн, являются знакопеременными. Это означает, что в спутниковых РЛИ вполне можно ожидать «нетипичные» проявления внутренних волн, включая внутренние волны второй моды [da Silva et al., 2011], солитоны повышения, а также изменение полярности солитонов по мере их распространения [Zhao et al., 2004a]. Без знания особенностей гидрологии района такие проявления можно расценивать как спорные и не принимать во внимание в ходе анализа РСА изображений. Пример таких «нетипичных» (и достаточно спорных) проявлений показан на Рисунке 1.25. На краю сцены РЛИ (участок, отмеченный квадратом на Рисунке 1.25, а) южной части Карского моря к северо-западу от о. Свердруп наблюдаются аномалии РЛ сигнала, напоминающие поверхностные проявления океанских внутренних волн. Поверхностные сигнатуры двух возможных пакетов ВВ находятся на расстоянии 45-50 км друг от друга и,

судя по выгнутости их гребней, направлены на северо-запад. Положения пакетов соответствуют глубинам примерно 30-40м по направлению от берега. Особенностью этих сигнатур является разный знак проявлений – в юго-восточной части фрагмента РЛИ (пакет А на Рисунке 1.25, б) темный участок предшествует яркому (см. профиль сечения 2 на Рисунке 1.25, б), что обычно соответствует солитонам положительной полярности, выгнутым к поверхности, а в верхней части фрагмента – вполне традиционное чередование полос пониженного рассеяния РЛ сигнала на более ярком фоне, характерное для солитонов понижения [da Silva et al., 2011; Jackson et al., 2012; Zhao et al., 2004a]. Вполне возможно, что сигнатуры на Рисунке 1.25 вызваны атмосферным влиянием, т.к. данный фрагмент РЛИ соответствует северной периферии полярного циклона (см. Рисунок 1.25, а). В пользу этого говорят несколько нехарактерные для океанских ВВ РЛ проявления, наблюдаемые на Рисунке 1.25 (б), а также достаточно большие расстояния между соседними волнами в предполагаемых пакетах, около 2-3км. С другой стороны, наблюдаемые проявления находятся в непосредственной близости к району, где, согласно модельным расчетам [Пелиновский и др., 2002], должна наблюдаться перемена знака полярности солитонов КВВ по мере их распространения. В то же время, согласно той же работе, зона генерации ВВ находится на свале глубин, и волны должны распространяться с севера на юг против течений, а не наоборот, как в нашем случае. Тем не менее, данный случай наглядно иллюстрирует возможные трудности при идентификации внутренних волн на мелководном шельфе и интерпретации их РЛ проявлений.

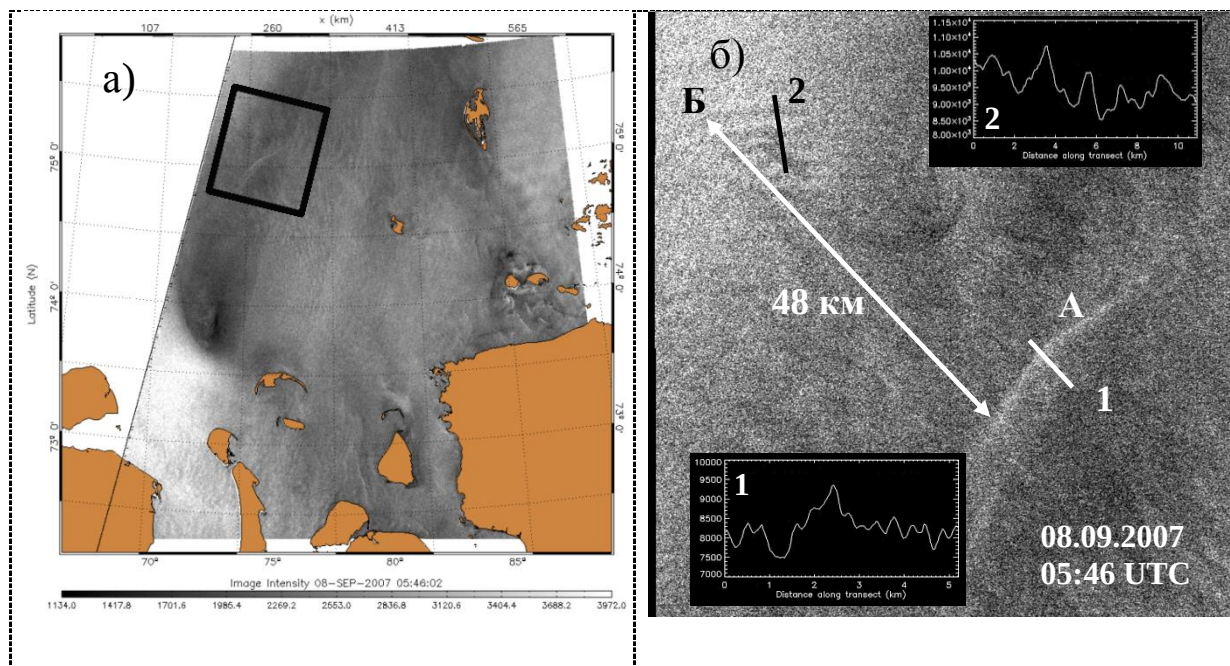


Рисунок 1.25 – Пример проявления внутренних волн различной полярности на РЛИ ENVISAT ASAR южной части Каспийского моря от 8 сентября 2007 года (05:46 UTC). © ESA

1.5 Выводы по главе

На основе анализа массива РСА изображений арктических морей и результатов модельных расчетов установлены закономерности проявления внутренних волн в РЛИ в зависимости от скорости ветра и «геометрии» РЛ наблюдений. Показано, что величина РЛ контраста K_{iw} , определяющего глубину модуляции РЛ сигнала проявлением внутренних волн, уменьшается с увеличением угла падения и скорости приводного ветра. Максимальная величина контраста K_{iw} наблюдается в случае, когда ветер направлен по нормали к направлению дальности РСА, а ВВ сонаправлены ветру. При параллельной ориентации ВВ и дальности РСА (около 60% всех наблюдений) величину РЛ контраста определяет ориентация внутренних волн относительно направления ветра, а максимальный контраст наблюдается, когда ВВ ориентированы по нормали к ветру. Тип моды проявлений ВВ в РСА изображениях моря, характеризуемой РЛ контрастом K_{sm} , определяется исключительно углом между направлением распространения ВВ и ветром.

Предложена полуэмпирическая модель, связывающая величины РЛ контрастов ВВ с безразмерным параметром $(k_r^2 L W^2 / g)$, включающим скорость ветра и полуширину солитона. Показано, что РЛ контрасты уменьшаются с увеличением ветра и масштаба ВВ. Из трех случаев ориентации ВВ относительно направления ветра более высокая чувствительность МПФ ВВ $(K_{iw} C / u_{max})$ к параметру $(k_r^2 L W^2 / g)$ наблюдается для случая, когда ВВ сонаправлены ветру.

Проведен анализ механизмов формирования РЛ проявлений ВВ в штилевой области. На основе результатов модельных расчетов по модели формирования РСА изображений морской поверхности показано, что проявления ВВ в штилевой области обусловлены отражением радиоволн

от зеркальных участков морской поверхности, возникающих внутри штилевой области за счет увеличения среднеквадратичного наклона морской поверхности, формируемого длинными поверхностными волнами над подошвами проходящих ВВ.

Анализ РСА изображений Баренцева моря показал, что максимальное количество наблюдений КВВ приходится на районы моря вблизи арх. Земля Франца-Иосифа (в особенности западнее м. Мэри Хармсуорт), в окрестностях о. Белый и к северо-востоку от арх. Шпицберген. Регулярная генерация пакетов КВВ также обнаружена вблизи южной (по обе стороны от пролива Карские Ворота) и северной (северо-восточнее м. Желания) оконечностей арх. Новая Земля, разделяющего Баренцево и Карское моря.

Основные районы регистрации КВВ в Карском море находятся восточнее пролива Карские Ворота, над юго-восточной частью Новоземельской впадины и северо-восточнее м. Желания. Проявления ВВ очень редко наблюдались в шельфовых районах моря вблизи устьев рек Оби и Енисея. Системы пакетов КВВ особенно крупных размеров наблюдались над Новоземельской впадиной и к северо-востоку от м. Желания.

В обоих морях большинство зарегистрированных пакетов КВВ обнаружены в глубоководных частях моря, над свалами глубин и вблизи подводных склонов. Самые крупные пакеты КВВ характеризовались длиной волны в пакетах до 2-3км и длиной фронта лидирующей волны около 200км. В РЛИ регулярно наблюдались серии последовательных пакетов КВВ. Расстояние между ними в среднем составляло около 20км, но в отдельных случаях достигало 50-60км. Спутниковые наблюдения показали, что пакеты короткопериодных внутренних волн в отличие от длинных внутренних приливных волн (внутреннего прилива) вблизи критической широты могут распространяться от предполагаемых мест генерации на большие расстояния вплоть до 500км.

Глава 2

Спутниковые РСА наблюдения фронта прибрежного апвеллинга в Балтийском море

Традиционно задача наблюдения морских термических фронтов из космоса имеет большое прикладное значение и на протяжении многих лет успешно решается на основе использования спутниковых сенсоров оптического диапазона. Стандартными спутниковыми продуктами в этом диапазоне электромагнитного спектра являются поля двумерного распределения температуры поверхности моря (ТПМ) в ИК-диапазоне и концентраций различных биооптических параметров морской среды (хлорофилла-*a*, растворенного органического вещества и взвеси) в видимом диапазоне спектра. На их основе возможно определение местоположения морских фронтов различных масштабов и ряда связанных с ними гидрофизических и гидрооптических параметров. При этом, наличие облачности является основным (и самым существенным) ограничением спутниковых наблюдений за морской поверхностью в оптическом диапазоне. В этой связи дополнительным источником информации о состоянии морской поверхности и наличии фронтальных разделов различного масштаба могут служить данные спутниковых РСА [Beal et al., 1981; Johannessen, 2000]. Данные спутниковой РСА съемки практически не зависят от атмосферных условий, условий облачности и

освещенности и, как правило, обладают более высоким пространственным разрешением по сравнению с наблюдениями в оптическом диапазоне.

Известно, что проявление фронтальных разделов (включая термические фронты) в радиолокационных изображениях морской поверхности обусловлено рядом физических процессов – изменением шероховатости морской поверхности при взаимодействии волн и течений [Chubb et al., 1999; Jansen et al., 1998; Johannessen et al., 1991; Johannessen et al., 1996; Marmorino et al., 1994; McWilliams et al., 2009; Kudryavtsev et al., 2005; Raschle et al., 2014], трансформацией приводного слоя атмосферы над горизонтальными неоднородностями в поле ТПМ [Кудрявцев и др., 1999; Beal et al., 1997; Kudryavtsev et al., 1996], а также скоплением пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ) и формированием сликовых участков в зонах конвергенции поверхностных течений [Clemente-Colon, Yan, 2000; Espedal et al., 1998; Johannessen et al., 2005]. Имея качественное представление о механизмах, ответственных за проявление термических фронтов в РСА изображениях, количественные соотношения между РЛ контрастом, перепадом температуры через фронт, скоростью приводного ветра и другими параметрами остаются малоизвестными. Кроме этого, естественной причиной пространственной изменчивости РЛ сигнала являются локальные изменения в поле приводного ветра, маскирующие влияние подстилающей поверхности на обратное рассеяние РЛ сигнала [Кудрявцев и др., 1999]. Таким образом, не смотря на ряд объективных преимуществ спутниковых РЛ наблюдений, обнаружение и анализ неоднородностей в поле поверхностной температуры, связанных с наличием термических фронтов, в РЛИ является не до конца решенной задачей.

В данной главе проводится анализ механизмов формирования РСА проявлений фронтальных разделов на примере прибрежного апвеллинга в Балтийском море и исследуется зависимость РЛ контраста фронта от его характеристик и метеоусловий.

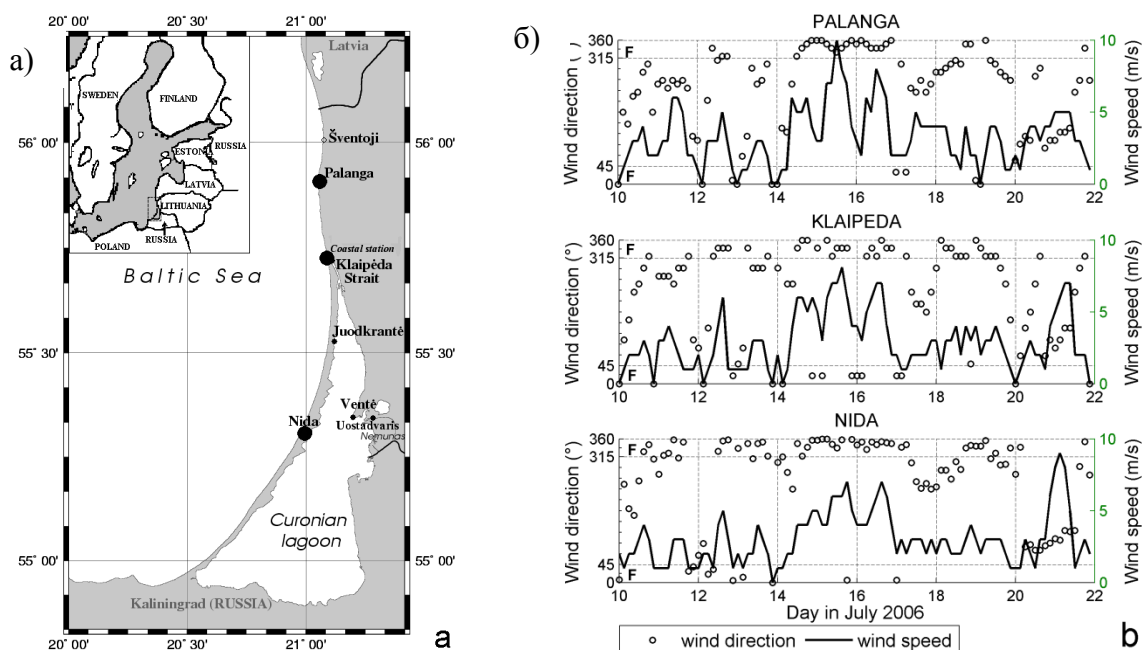
2.1 Спутниковые наблюдения прибрежного апвеллинга

Прибрежный апвеллинг в Балтийском море является важным динамическим процессом, необходимость детального изучения которого неоднократно подтверждалась в разное время различными авторами [Бычкова, Викторов, 1987; Журбас и др., 2004; Lehmann, Myrberg, 2008; Siegel et al., 2006; Suursaar, Aps, 2007; Uibopin, Laanemets, 2009]. Несмотря на общую изученность явления, в обзорной работе [Lehmann, Myrberg, 2008] отмечалось, что для совершенствования знаний о природе апвеллинга необходимо, в том числе, привлечение спутниковых данных высокого разрешения. По своей информативности спутниковые данные оптического диапазона над акваторией Балтийского моря весьма ограничены, – количество безоблачных сцен в среднем составляет не более 15-25% [Krężel et al., 2005; Kozlov et al., 2014b]. Этот факт определяет актуальность использования РСА измерений в данном районе.

Для анализа РЛ проявлений прибрежного апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря использованы РСА изображения ENVISAT ASAR совместно с информацией о температуре морской поверхности, полученной спектрометром MODIS на борту ИСЗ Aqua/Terra с пространственным разрешением 1 км [Brown and Minnett, 1999]. Радиолокационные изображения ENVISAT ASAR были получены в С-диапазоне (длина волны 5.6 см) на ВВ-поляризации РЛ сигнала в режиме съемки WSM с пространственным разрешением 150 м. В качестве дополнительной информации при анализе были использованы поля приводного ветра, рассчитанные по РЛИ на основе эмпирической модели CMOD4 с использованием модельных направлений ветра NCEP GFS (http://nomad5.ncep.noaa.gov/ncep_data/index.html).

Как известно, к интенсификации апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря (Рисунок 2.1, *а*) приводят ветра северного (С) и северо-западного (СЗ) направления [1, 2, 3]. В период с 15 июля по 4 августа 2006 года в этой части Балтийского моря наблюдался случай интенсивного апвеллинга. По данным измерений на береговых станциях (Рисунок 2.1, *б*) видно, что устойчивые ветра С-СВ направления наблюдались здесь с 11 по 17 июля с максимальными значениями скорости ветра до 15 м/с (с 14 по 16 июля 2006 года).

Первый сигнал поднятия холодных вод на морскую поверхность на основе данных ТПМ MODIS Aqua/Terra приходится на ночь с 14 на 15 июля 2006 года (см. Рисунок 2.2). На Рисунке 2.2 приведены фрагменты полей ТПМ MODIS Aqua/Terra с минимальным покрытием облаками и наиболее характерными фазами выхода холодных вод на морскую поверхность. Видно, что наиболее интенсивное увеличение области выхода холодных глубинных вод на морскую поверхность происходило с 15 по 17 июля с минимальными значениями ТПМ около 6°C. Максимальный перепад ТПМ между зоной апвеллинга и смежными водами составил около 15°C. Также заметно, что увеличение площади выхода холодных вод на поверхность сопровождается значительными изменениями на границе фронта, образованием поперечных струй (филаментов), меандров и вихревых структур.



а) Черными точками отмечены положения трех береговых гидрометеостанций Ниды, Клайпеда, Паланга; б) Открытые кольца показывают направление ветра, сплошные линии – скорость ветра на высоте 10м. Штриховой линией и символом «F» отмечены диапазоны направлений ветра, благоприятные для развития прибрежного апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря

Рисунок 2.1 – (а) Район наблюдений прибрежного апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря с отмеченным положением береговых гидрометеорологических постов; (б) Измерения скорости и направления ветра на береговых станциях до и во время прибрежного апвеллинга

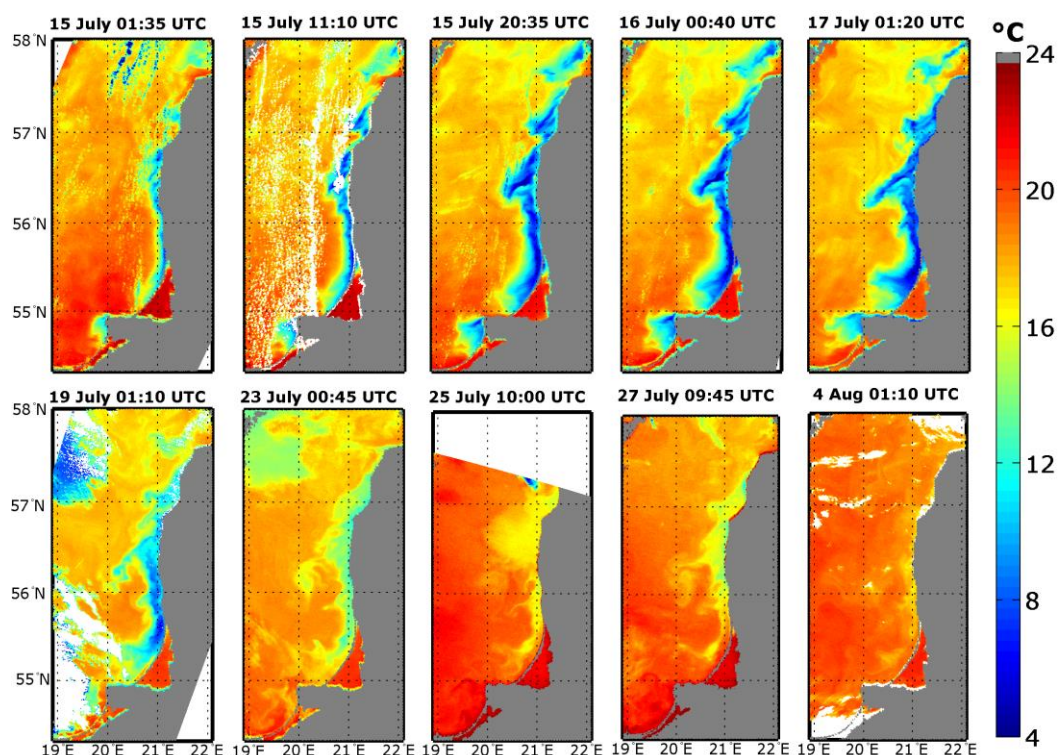


Рисунок 2.2 – Поля ТПИМ MODIS Aqua/Terra в период наблюдения прибрежного апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря с 15 июля по 4 августа 2006 года. © NASA

Всего за период с 15 июля по 4 августа 2006 было получено и проанализировано восемь РЛИ ENVISAT ASAR. При этом проявления температурного фронта, связанного с апвеллингом холодных вод на морскую поверхность, в РСА изображениях характеризовались сильной изменчивостью в зависимости от сопутствующих метеорологических условий и условий РЛ съемки.

На Рисунке 2.3 представлены фрагменты четырех квазисинхронных РЛИ ENVISAT ASAR и полей ТПИМ MODIS Aqua/Terra, имеющих минимальную разницу по времени проведения съемок от 1 до 47 мин.

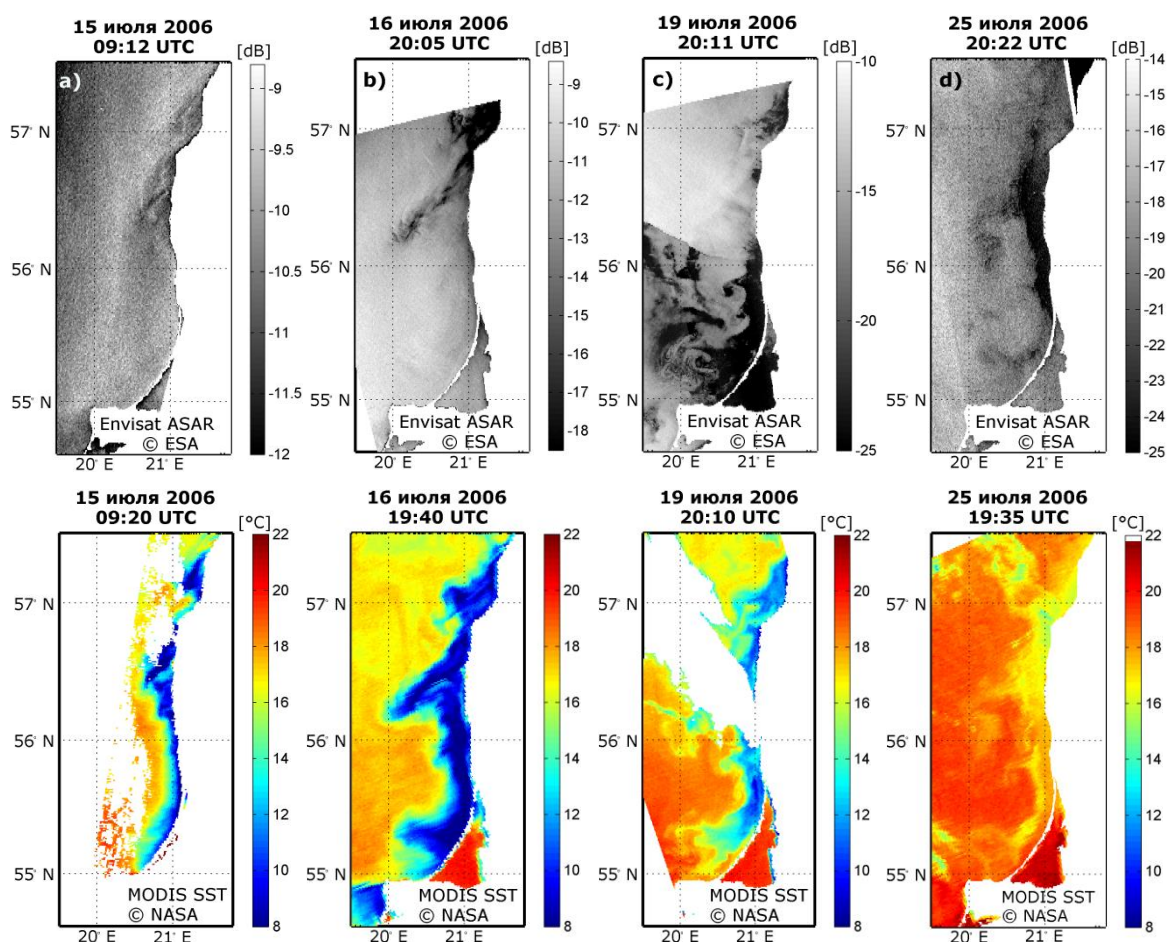
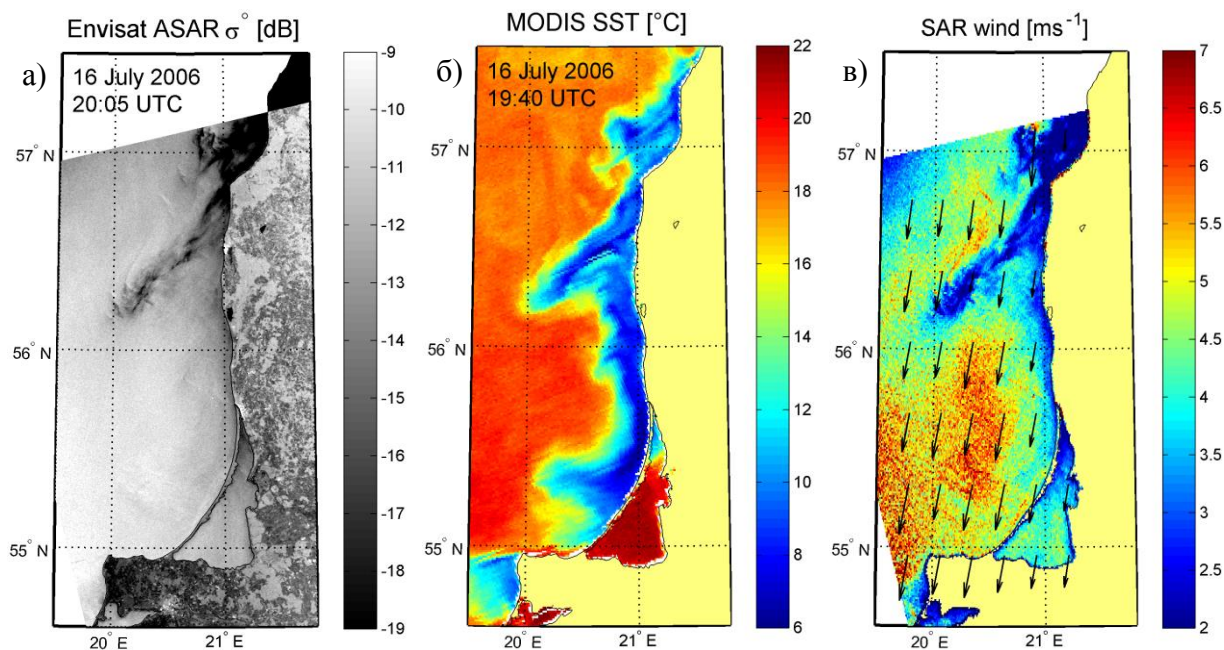


Рисунок 2.3 – Квазисинхронные наблюдения апвеллинга в РЛИ Envisat ASAR и полях ТПИМ MODIS Aqua/Terra. © ESA © NASA

Основная особенность всех РСА изображений – области выхода холодных вод апвеллинга на поверхность проявились в виде более темных (относительно фона) участков поверхности, характеризующихся пониженным уровнем обратного рассеяния РЛ сигнала. Ниже детально рассмотрим два наиболее интересных РЛИ за 16 и 19 июля 2006 г.

Согласно спутниковым измерениям и данным на прибрежных станциях на момент РЛ съемки 16 июля (20:05 UTC) метеорологическая обстановка характеризовалась ветром С-СВ направления со скоростью от 4 м/с в верхней части РЛИ (выше 56° с.ш.) до 6 м/с в нижней части РЛИ (см. Рисунок 2.4, в). В поле ТПИМ (Рисунок 2.4, б) отчетливо видна область холодных апвеллинговых вод, расположенных вдоль берега.

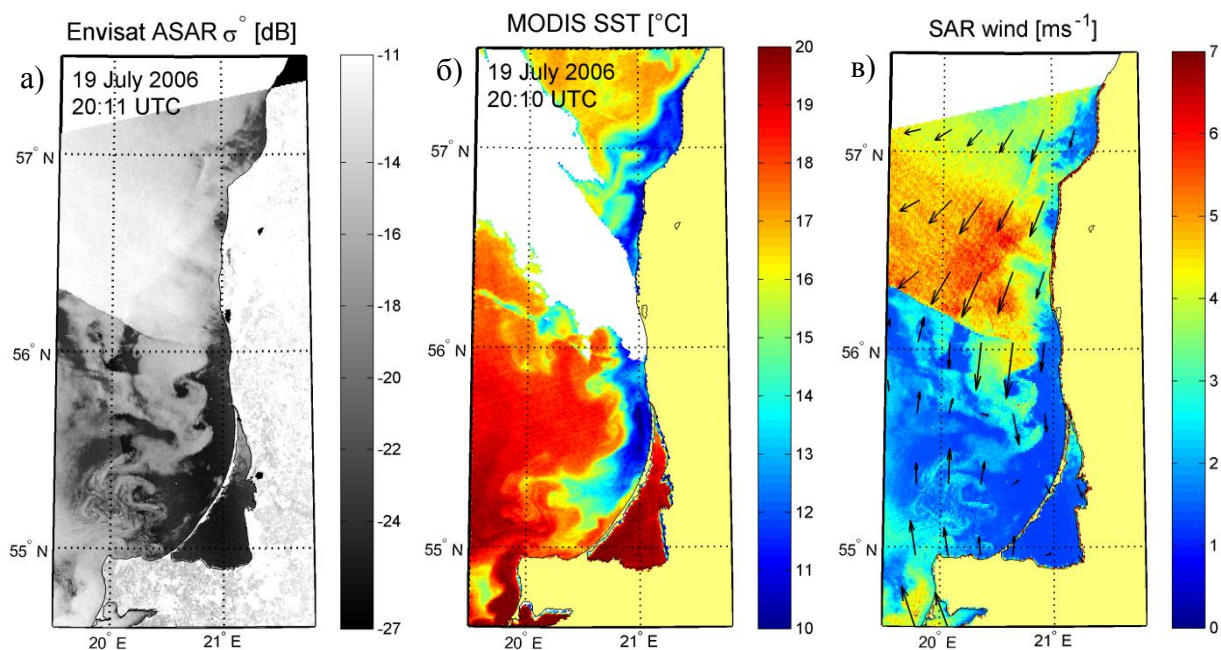


(а) РЛИ ENVISAT ASAR от 16 июля 2006 г. (20:05 UTC); (б) поле ТПМ MODIS Terra от 16 июля 2006 г. (19:40 UTC); (в) поле скорости приводного ветра, восстановленное по РСА изображению (а). Стрелками в (в) отмечено направление ветра по модели NCEP

Рисунок 2.4 – Проявление прибрежного апвеллинга в спутниковых измерениях 16 июля 2006 года. © ESA © NASA

Перепад температуры между водами, вовлеченными в апвеллинг, и открытой акваторией в среднем составил около 8–10°C. На РЛИ, полученном на 25мин. позднее ИК-изображения, положению холодного фронта соответствует темная область с низким уровнем обратного рассеяния радиосигнала (Рисунок 2.4, а). Эффект холодного фронта еще более явно выражен в поле скорости приводного ветра (Рисунок 2.4, в), восстановленного по исходному РЛ изображению.

На момент РЛ съемки 19 июля (20:11 UTC) метеорологические условия в районе характеризовались наличием атмосферного фронта (см. Рисунок 2.5, б). Разница между РЛ- и ИК-измерениями составила 1мин..



(а) РЛИ ENVISAT ASAR от 19 июля 2006 г. (20:11 UTC); (б) поле ТПМ MODIS Terra от 19 июля 2006 г. (20:10 UTC); (в) поле скорости приводного ветра, восстановленное по РСА изображению (а). Стрелками в (в) отмечено направление ветра по модели NCEP

Рисунок 2.5 – Проявление прибрежного апвеллинга в спутниковых измерениях 19 июля 2006 года. © ESA © NASA

Верхней части РЛИ соответствует ветер северо-восточного направления со скоростью 4 - 6 м/с (см. Рисунок 2.5, в). В нижней части изображения преобладает ветер южного направления до 3 м/с. Горизонтальная неоднородность в поле скорости приводного ветра приводит к пространственным вариациям величины РЛ контраста через фронт апвеллинга. Так, в верхней части РЛИ (ветер со скоростью 4-6 м/с) перепад температуры через фронт в 5-7°C соответствует изменению РЛ сигнала на 1-2 дБ, а в южной части РЛИ (ветровые условия, близкие к штилевому) тот же самый перепад ТПМ соответствует перепаду в 7-10 дБ. При этом, даже небольшие (1.5-2°C) перепады температуры через фронт в южной части поля ТПМ имеют высокий РЛ контраст на РСА

изображении. Это объясняется тем фактом, что в штилевых и близких к ним условиях уровень РЛ сигнала близок к порогу чувствительности РСА. На Рисунке 2.5 также отчетливо видно, что участок морской поверхности, закрытый облаками в ИК-диапазоне (белая область на Рисунке 2.5, б), остается полностью открытым на РЛИ, позволяя проследить границу фронта апвеллинга даже в условиях облачности

2.2 Анализ РЛ проявлений апвеллинга на основе модели трансформации АПС над фронтом и эмпирической модели CMOD4

В данном разделе проводится анализ проявлений прибрежного апвеллинга в РЛИ, представленных в разделе 2.1. Анализ проводится на основе модельного блока, – модели трансформации АПС над неоднородностями поля поверхностной температуры, определяющей изменения приводного ветра над фронтом, и эмпирической модели CMOD4, связывающей величину обратного рассеяния РЛ сигнала со скоростью приводного ветра.

Как известно, горизонтальные изменения температуры морской поверхности в области термических фронтов могут оказывать влияние на условия стратификации приводного слоя атмосферы и, следовательно, поверхностные ветровые напряжения [Kudryavtsev et al., 1996]. Последние определяют форму спектра коротких ветровых волн, а значит, и величину обратного рассеяния радиосигнала. Как было показано в работах [Askari et al., 1993; Beal et al., 1997; Kudryavtsev et al., 1996; Weissmann et al., 1980], увеличение уровня обратного рассеяния РЛ сигнала обычно происходит на теплой стороне фронта, а его снижение – на холодной.

Для оценки влияния трансформации АПС над фронтом апвеллинга на обратное рассеяние радиосигнала, мы будем предполагать, что: (1) масштаб пространственных изменений скорости геострофического ветра и температуры свободной атмосферы (на высоте около 1 км) намного превосходит пространственные масштабы фронта, и (2) вертикальная структура АПС над фронтом близка к равновесному состоянию (находится в состоянии приспособления к локальной температуре поверхности). Последнее предполагает, что мы игнорируем стадию приспособления АПС к “новой” ТПМ на подветренной стороне фронта и принимаем, что в каждой точке фронта АПС локально адаптирован к значениям ТПМ во фронте.

В этом случае закон сопротивления для планетарного погранслоя, связывающий динамическую скорость у поверхности воды со скоростью геострофического ветра и параметром стратификации, имеет вид:

$$\kappa \mathbf{G} / \mathbf{u}_* = \ln(\kappa u_* / f z_0) - B(\mu) - iA(\mu), \quad (2.1)$$

где $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана;

μ – параметр стратификации;

f – параметр Кориолиса;

$\mathbf{G} = G \exp(i\varphi_G)$ – комплексная скорость геострофического ветра с направлением φ_G ;

$\mathbf{u}_* = u_* \exp(i\varphi_w)$ – комплексная скорость трения у морской поверхности с направлением φ_w ;

$A(\mu)$ и $B(\mu)$ – некоторые универсальные безразмерные функции для планетарного АПС;

z_0 – параметр шероховатости, определяемый в виде суммы параметра шероховатости для гидродинамически гладкой и шероховатой поверхностей [Smith, 1988]:

$$z_0 = 0.1 \nu / u_* + 0.015 g / u_*^2, \quad (2.2)$$

где ν – кинематический коэффициент вязкости воздуха;

g – ускорение свободного падения.

Для практических приложений параметр стратификации μ может быть оценен как:

$$\mu = \kappa^2 (g/T_k) (\theta_a - \theta_s) / fG, \quad (2.3)$$

где θ_a – потенциальная температура на верхней границе планетарного АПС;

θ_s – температура поверхности моря;

(g/T_k) – параметр плавучести;

$T_k = 300K$ – средняя температура АПС.

В данной работе вид универсальных функций $A(\mu)$ и $B(\mu)$ определен на основе двухслойной модели планетарного погранслоя, предложенной Брауном (уравнения (13) и (14) в работе [Brown, 1982]). Определяя скорость трения из закона сопротивления (2.1), выражение для скорости ветра U_{10} на стандартной высоте 10м при нейтральной стратификации атмосферы имеет вид:

$$U_{10} = u_* / \kappa \ln(10/z_0). \quad (2.4)$$

Далее скорость ветра U_{10} используется в качестве входного параметра для расчета обратного рассеяния радиосигнала по модели CMOD4. Таким образом, уравнения (2.1), (2.4) позволяют определить скорость трения и скорость ветра на заданном горизонте для заданных параметров свободной атмосферы (G and θ_a) и меняющейся в пространстве температуры морской поверхности θ_s .

Процедура модельных расчетов была организована следующим образом:

- На первом шаге на основе априорных данных о направлении ветра модели NCEP и эмпирической модельной функции CMOD4 по исходному РЛИ рассчитывается средняя фоновая скорость U_{10} на наветренной стороне фронта (вне фронта апвеллинга);
- Далее, полученная на предыдущем шаге средняя фоновая скорость ветра U_{10} используется для расчета средней скорости трения $\bar{u}_* = C_d^{1/2} U_{10}$, где выражение для коэффициента сопротивления C_d имеет вид:

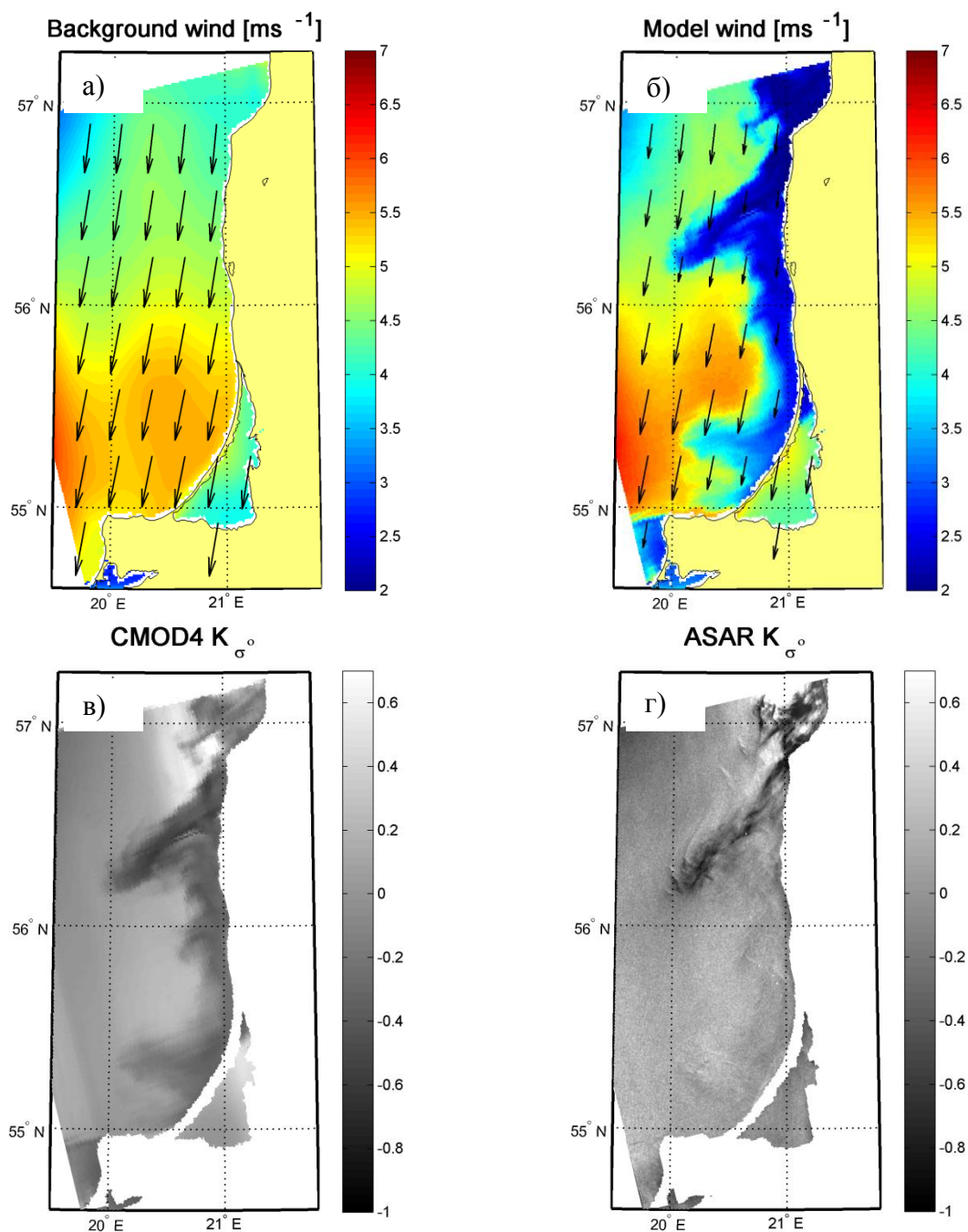
$$C_d = [\kappa / \ln(10/z_0)]^2; \quad (2.5)$$

- На следующем шаге из закона сопротивления (2.1) определяется поле геострофического ветра, принимая, что потенциальная температура θ_a на верхней границе планетарного погранслоя равна средней температуре морской поверхности на наветренной части фронта θ_s , т. е. стратификация АПС близка к нейтральной;
- Далее поля геострофического ветра $\mathbf{G}$, температуры воздуха θ_a и температуры морской поверхности $\theta_s(x, y)$ используются в качестве входных параметров для расчета поля скорости трения $\mathbf{u}_*(x, y)$ в области фронта апвеллинга на основе выражений (2.1) - (2.3);
- На последнем шаге, по уравнению (2.4) рассчитывается скорость ветра на высоте 10м в области апвеллинга, которая далее используется для расчета обратного рассеяния радиосигнала на основе модели CMOD4.

Описанный выше подход используется нами далее для анализа проявлений прибрежного апвеллинга на РЛИ от 16 и 19 июля 2006 г. На Рисунке 2.6 (а) показано исходное поле ветра за 16 июля 2006 г., которое в дальнейшем используется для расчетов в модели трансформации АПС. Для построения этого поля скорость ветра в начале была рассчитана только для фоновых участков РЛИ (вне зоны апвеллинга) по модели

СМОД4. Далее фоновые значения ветра интерполировались в область апвеллинга, чтобы получить исходное поле ветра, свободное от «влияния» апвеллинга. На Рисунке 2.6 (б) приведено модельное поле ветра, определяемое трансформацией исходного поля ветра (Рисунок 2.6, а) над фронтом апвеллинга (Рисунок 2.4, б) в рамках модели АПС, описанной выше. Как видно из Рисунка 2.6 (б), скорость ветра над холодными фронтом апвеллинга существенно ниже, чем в фоновой области, поскольку стратификация набегающего воздушного потока становится устойчивой над фронтом и приводит к снижению ветровых напряжений. Модельное поле ветра в целом хорошо согласуется с полем ветра, рассчитанным по РСА изображению (см. Рисунок 2.4, в), хотя на отдельных участках фронта модельные оценки явно переоценивают изменения скорости по сравнению с наблюдениями.

Модельное поле обратного рассеяния РЛ сигнала, рассчитанное по модели СМОД4 с использованием модельного поля скорости ветра (Рисунок 2.6, б), показано на Рисунке 2.6 (в). Для сравнения на этом же рисунке показан РЛИ за эту дату (Рисунок 2.6, г). Оба поля обратного рассеяния РЛ сигнала представлены в форме РЛ контраста $K_{\sigma_0} = (\sigma_0 - \overline{\sigma_0}) / \overline{\sigma_0}$, где $\overline{\sigma_0}$ есть среднее значение УЭПР, осредненное в направлении азимута наблюдений с целью удалению тренда по дальности в исходном РЛИ. В целом наблюдается качественное согласие между моделью и наблюдениями. В то же время, как и в случае с ветром, влияние холодного фронта апвеллинга на обратное рассеяние РЛ сигнала оказывается выше, чем в наблюдениях.



а) Исходное поле ветра; (б) модельное поле ветра по результатам расчетов в модели трансформации АПС над фронтом; (в) поле модельных РЛ контрастов; (г) поле наблюдаемых РЛ контрастов

Рисунок 2.6 – Модельный анализ РЛ проявлений прибрежного апвеллинга

16 июля 2006 года

На Рисунке 2.7 показана диаграмма рассеяния между модельными значениями УЭПР и наблюдениями, коэффициент корреляции между этими двумя параметрами составил $R=0.46$. При этом для верхней части РЛИ (севернее 56° с.ш.) коэффициент корреляции значительно выше ($R \approx 0.7$).

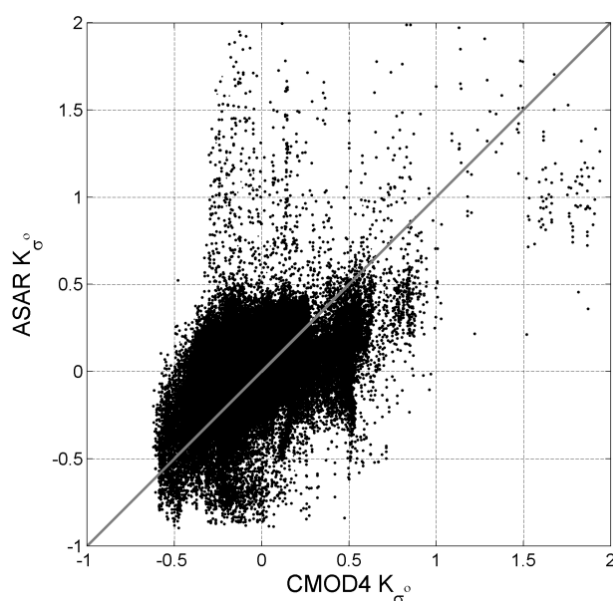
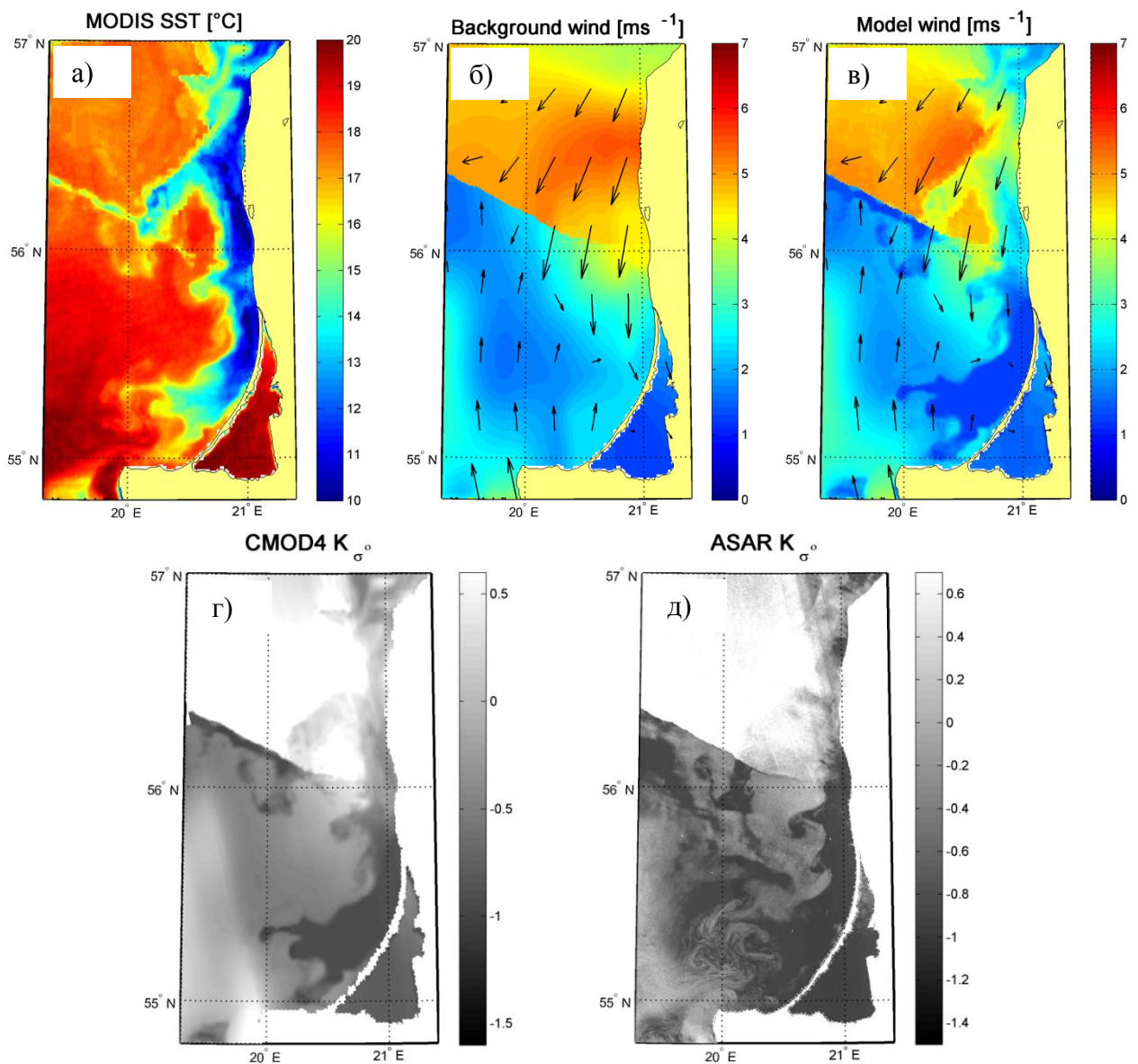


Рисунок 2.7 – Диграмма рассеяния между модельным полем контрастов УЭПР и наблюдениями за 16 июля 2006 г.

Как было показано выше, 19 июля 2006 г. небольшой участок морской поверхности в области фронта в моментт РЛ съемки был закрыт облачностью (см. Рисунок 2.5, б), поэтому исходное поле ТПМ было дополнено значениями ТПМ ближайших по времени ИК-съемок в 01:10 и 10:45 UTC. Реконструированное поле ТПМ показано на Рисунке 2.8 (а). На этом же рисунке показаны исходное поле ветра, использованное для модельных расчетов (Рисунок 2.8, б), и результирующее модельное поле ветра, трансформированное под влиянием фронта апвеллинга (Рисунок 2.8, в). Как и в прошлом случае, эффект стратификации на динамику АПС приводит к существенному снижению скорости приводного ветра над

холодным фронтом в согласии с наблюдениями (см. поле приводного ветра на Рисунке 2.5, в).



а) Реконструированное поле ТПМ; б) Исходное поле ветра; в) модельное поле ветра по результатам расчетов в модели трансформации АПС над фронтом; г) поле модельных РЛ контрастов; д) поле наблюдаемых РЛ контрастов

Рисунок 2.8 – Модельный анализ РЛ-проявлений прибрежного апвеллинга
19 июля 2006 г.

Модельные и наблюдаемые контрасты УЭПР для этого случая также показаны на Рисунке 2.8. Из рисунка 2.8 (г-д) и диаграммы рассеяния (Рисунок 2.9) видно, что корреляция между этими полями очень высокая, $R=0.89$. Модельные значения РЛ-контрастов максимально близки к наблюдаемым в области малых ветров 2-3 м/с (южнее 56° с.ш.). При малых ветрах уровень РЛ сигнала близок к порогу чувствительности РСА, поэтому при дополнительном ослаблении скорости ветра над холодным фронтом уровень РЛ сигнала оказывается ниже порога чувствительности, что и демонстрирует модель в согласии с наблюдениями. В то же время, на некоторых участках РЛИ наблюдаются расхождения с модельной оценкой. В частности, это относится к вытянутым темным участкам, например вблизи 55.5° с.ш. 20° в.д. Эти области отсутствуют в модельном поле УЭПР. По-видимому, их происхождение на РЛИ не связано с изменением стратификации АПС над фронтом, но может быть вызвано гашением коротких ветровых волн при аккумуляции пленок ПАВ на морской поверхности и формированием сликовых участков [Alpers, Huehnerfuss, 1988; Espedal et al., 1998; Gade et al., 1998].

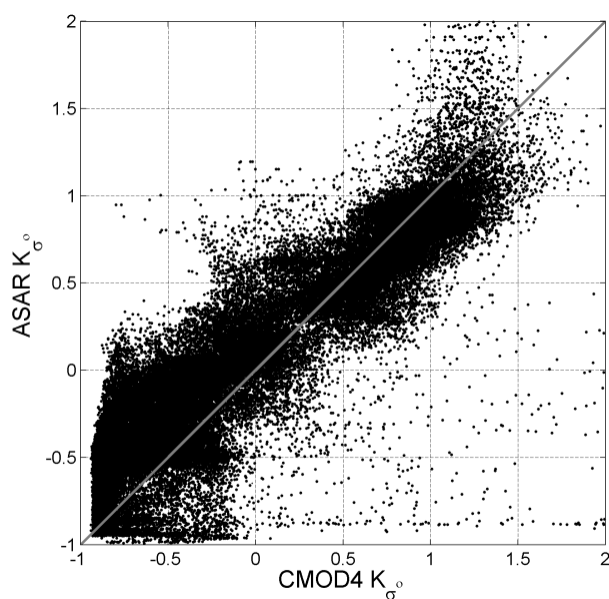


Рисунок 2.9 – Диаграмма рассеяния между модельным полем контрастов УЭПР и наблюдениями за 19 июля 2006 г.

Далее используя все доступные РЛИ прибрежного апвеллинга (восемь РЛИ), проанализируем зависимость величины контраста УЭПР $\Delta\sigma_0 = \sigma_0 - \bar{\sigma}_0$ (дБ) от скорости приводного ветра и величины перепада ТПМ через фронт на основе зависимости $\Delta\sigma_0$ от безразмерного параметра стратификации μ_f (см. Рисунок 2.10). Параметр стратификации запишем в виде, аналогичном уравнению (2.3), $\mu_f = \kappa^2(g/T_k)\Delta\theta_s/fU_{10}$, где $\Delta\theta_s = \theta_s - \bar{\theta}_s$ – перепад ТПМ через фронт. Для этих РЛИ диапазон наблюдаемых значений U_{10} и $\Delta\theta_s$ составил 2.5-8.5 м/с и 2-12°С, соответственно.

Квадратами на Рисунке 2.10 показана зависимость $\Delta\sigma_0$ от μ_f по данным РСА наблюдений. Кривыми отмечены результаты модельных расчетов для значений $\Delta\theta_s = 0 - 15^\circ\text{C}$, скорости ветра $U_{10} = 3$ и 6 м/с в условиях нейтральной ($\theta_a - \bar{\theta}_s = 0^\circ\text{C}$) и неустойчивой ($\theta_a - \bar{\theta}_s = -2^\circ\text{C}$) фоновой стратификации АПС.

Зависимость $\Delta\sigma_0$ от μ_f может быть параметризована в виде полуэмпирической модели:

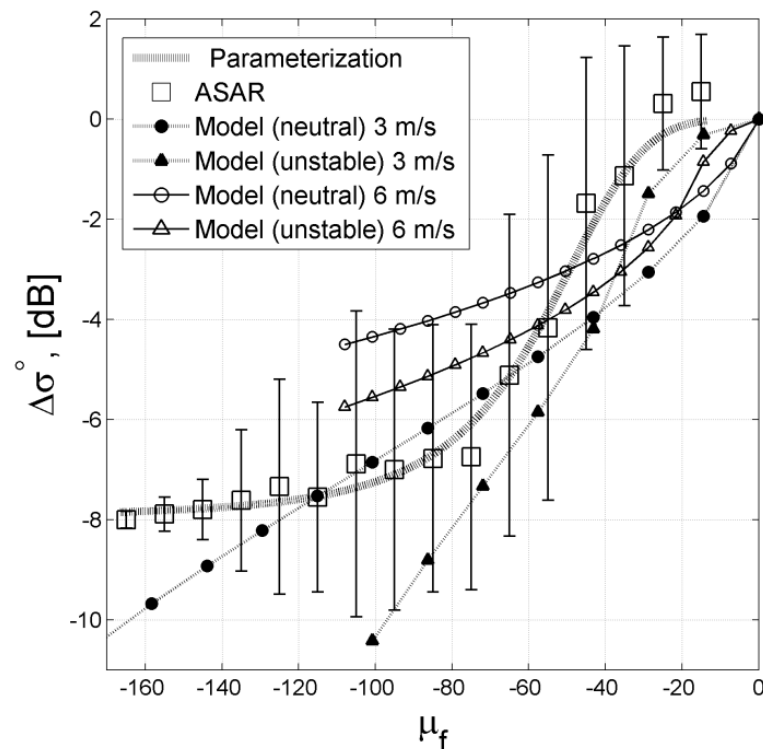
$$\Delta\sigma_0 = a|\mu_f|^4 / (1 + b|\mu_f|^4), \quad (2.6)$$

где эмпирические коэффициенты $a = -8.1 \times 10^{-6}$ и $b = 10^{-6}$.

Как видно из Рисунка 2.10, эмпирическая кривая уравнения (2.6) достаточно хорошо согласуется с наблюдениями. Согласно представленным результатам, трансформация АПС над фронтом может приводить к снижению РЛ сигнала над фронтом на 10 дБ.

С одной стороны, набор данных, на котором основана полуэмпирическая модель, весьма ограничен по времени и пространству, – все наблюдения проводились в течение двух недель для небольшого района в юго-восточной части Балтийского моря. С другой стороны, общие физические принципы, лежащие в основе полученной зависимости, не имеют региональных ограничений, поэтому полуэмпирическая модель

(2.6), может иметь универсальное применение и для других районов и условий.



РСА наблюдения отмечены квадратами с величиной стандартного отклонения, показанной вертикальными линиями. Модельные кривые рассчитаны для двух скоростей ветра – 3м/с (черные символы) и 6м/с (белые символы) при нейтральной (кольца) и неустойчивой (треугольники) стратификации АПС. Толстая пунктирная линия показывает параметризацию наблюдений на основе уравнения (2.6)

Рисунок 2.10 – Величина перепада РЛ сигнала $\Delta\sigma_0$ через фронт апвеллинга как функция безразмерного параметра стратификации μ_f

Возникает справедливый вопрос, при каких условиях возможна идентификация термических фронтов в РСА изображениях морской поверхности. Если предположить, что условием уверенного детектирования термического фронта в РЛИ будет двукратное изменение уровня РЛ сигнала через фронт относительно его фоновых значений, то,

как показывает Рисунок 2.10, оно выполняется, когда $\mu_f < -50$. Последнее условие, в свою очередь, выполняется, для РЛ наблюдений термических фронтов со значениями $\Delta\theta_s = [-10, -5, -2]^\circ\text{C}$, когда скорость приводного ветра не превышает значений $U_{10} = [9, 4.5, 1.8]\text{м/с}$, соответственно. Таким образом, проявление термического фронта, например фронта апвеллинга, в РСА изображениях моря возможно при слабых и умеренных ветрах. Дополнительно к этому, чувствительность РСА съемки также будет существенно зависеть от стратификации набегающего ветрового потока. Наиболее сильное проявление термического фронта в РСА изображении произойдет в случае, когда изменения ТПМ через фронт приведут к изменению знака стратификации набегающего ветрового потока [Кудрявцев и др., 1999], что показано модельной кривой с треугольниками на Рисунке 2.10.

Проведенный выше модельный анализ позволяет заключить, что изменение стратификации атмосферного погранслоя над термическим фронтом действительно является ключевым механизмом проявления фронта апвеллинга в РСА изображениях моря. Некоторые расхождения модельных оценок с наблюдениями (недооценка и переоценка изменений скорости ветра над фронтом) могут быть связаны с предположением о том, что в каждой точке фронта АПС локально адаптирован к значениям ТПМ во фронте.

2.3 Влияние пленок ПАВ на формирование РЛ проявлений фронта апвеллинга

Как отмечалось выше, на отдельных участках РЛИ вблизи более крупных темных областей регулярно наблюдались многочисленные мелкомасштабные слики нитевидной формы, по-видимому, вызванные

гашением мелкомасштабной ряби и ослаблением УЭПР при скоплении пленок ПАВ на морской поверхности. На Рисунке 2.11 представлены два увеличенных фрагмента РЛИ за 19 июля 2006 г., на которых отчетливо отобразилось множество сликов вытянутой формы, предположительно связанных с аккумуляцией пленок ПАВ в зонах конвергенции поверхностных течений на границе фронта апвеллинга.

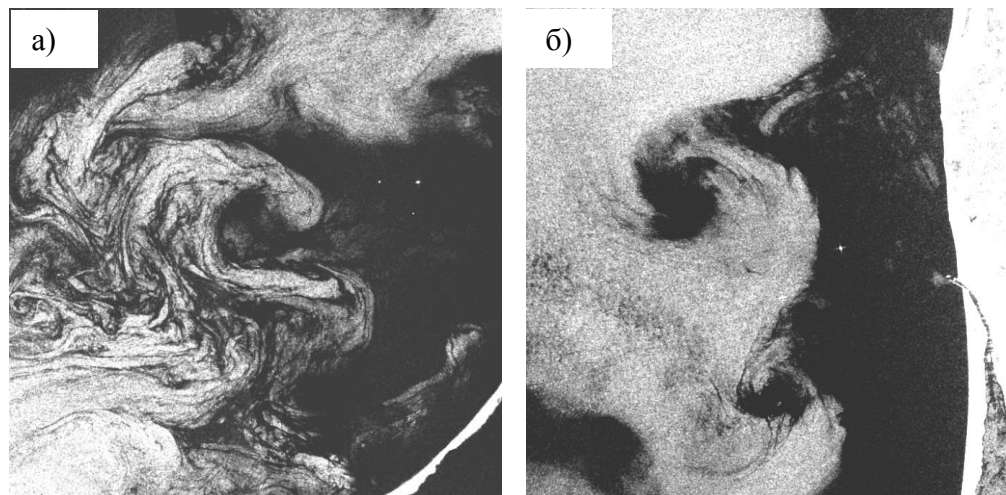


Рисунок 2.11 – Увеличенные фрагменты РЛИ Envisat ASAR от 19 июля 2006 г. (см. Рисунок 2.6, а), иллюстрирующие проявление сликов вытянутой формы вблизи фронта апвеллинга.

Для анализа проявлений темных нитевидных структур в РСА изображениях апвеллинга будет использован подход по анализу и моделированию РЛ проявлений мезомасштабных течений, недавно предложенный в работе [Kudryavtsev et al., 2012]. Этот подход основан на результатах численного моделирования, представленных в работе [Isern-Fontanet et al., 2008], где предложена оригинальная методика восстановления поля квази-геострофических течений (КГТ) по спутниковым картам ТПМ, а также на результатах модели взаимодействия поля экмановских течений с полем КГТ, предложенной в работе [Klein, Hua, 1990]. В рамках последней модели генерация вторичной

агеострофической циркуляции и образование зон конвергенции/дивергенции поверхностных течений может быть описана в виде:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = -f^{-1} \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \Omega_z, \quad (2.7)$$

где $\bar{u}_j$ – компонента экмановского дрейфового течения, определяемая как

$$\mathbf{u} = [\tau_2/(fh), -\tau_1/(fh)];$$

τ_j – касательное напряжение трение ветра (ветровое напряжение), нормированное на плотность воды;

h – глубина верхнего перемешанного слоя;

Ω_z – завихренность КГТ течения.

Завихренность в свою очередь может быть определена через полеТПМ, предполагая, что эффектами солёности на поле плотности можно пренебречь. В пространстве Фурье связь между завихренностью КГТ $\hat{\Omega}_z$ иТПМ $\hat{\theta}_s$ может быть записана в виде:

$$\hat{\Omega}_z(\mathbf{k}) = \frac{g\alpha}{fn_b k} k^2 \hat{\theta}_s(\mathbf{k}), \quad (2.8)$$

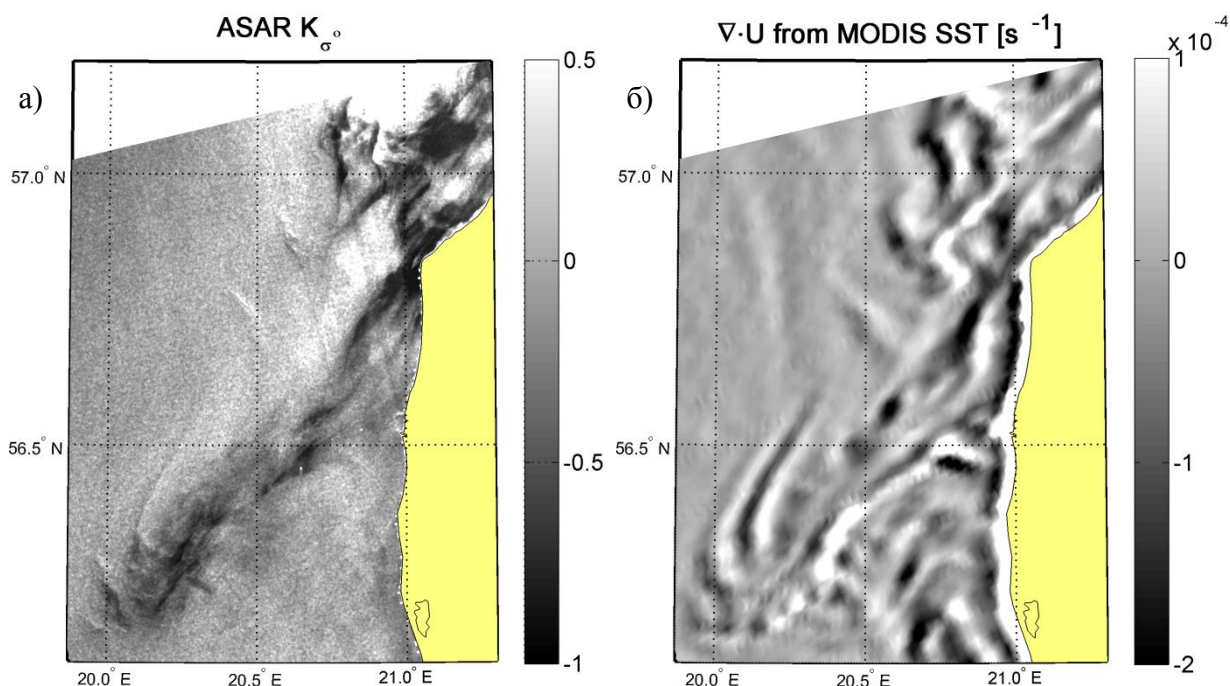
где α – коэффициент термического расширения;

k – волновое число;

n_b – число Прандтля (полное выражение для n_b дано в работе [Isern-Fontanet et al., 2008]).

Для расчета поля дивергенции поверхностного течения по уравнениям (2.7) – (2.8) рассмотрим наблюдения за 16 июля 2006 г. и в качестве входных параметров будем использовать полеТПМ MODIS (Рисунок 2.4, б) и среднюю скорость ветра 5.5м/с северного направления (см. Рисунок 2.4, в). На Рисунке 2.12 фрагмент рассчитанного поля дивергенции поверхностного течения, соответствующий верхней,

наиболее интересной части РЛИ за 16 июня 2006 г., а также сам фрагмент РЛИ.



а) Фрагмент РЛИ ENVISAT ASAR от 16 июля 2006 г (20:05 UTC) с проявление мезомасштабной динамики фронта апвеллинга; б) Реконструированное поле дивергенции поверхностного течения. Светлые области соответствуют зонам дивергенции течений, темные – зонам конвергенции течений

Рисунок 2.12 – Оценка влияния пленок на формирование РЛ проявлений мелкомасштабных сликовых структур на фронте апвеллинга

Из сопоставления РСА изображения (Рисунок 2.12, а) с полем дивергенции течения (Рисунок 2.12, б) видна высокая пространственная корреляция между положением темных сликоподобных структур в РЛИ и зонами конвергенции течений (темные области в поле дивергенции). Известно, что в отсутствии пленок на морской поверхности, зоны конвергенции отображаются на РЛИ в виде ярких полос повышенного

обратного рассеяния РЛ сигнала, связанного с интенсификацией обрушений волн и усилением брэгговской ряби [см., например, Kudryavtsev et al., 2005]. При наличии пленок происходит обратное – аккумуляция пленок ПАВ в зонах конвергенции приводит к гашению коротких ветровых волн и формированию сликовых участков, отображающихся в виде темных областей пониженного рассеяния РЛ сигнала. На этом основании можно заключить, что наблюдаемые в нашем случае темные структуры на РЛИ действительно связаны с зонами конвергенции течений, в которых происходит гашение мелкомасштабных ветровых волн скапливающимися пленками ПАВ.

Таким образом, совместный эффект трансформации АПС над холодным фронтом и гашения ветровой ряби пленками ПАВ в зонах конвергенции поверхностных течений при слабых ветрах приводят к формированию достаточно неоднородных проявлений прибрежного апвеллинга в РСА изображениях морской поверхности.

2.4 Выводы по главе

Совместный анализ РСА изображений ENVISAT ASAR и полей ТПМ MODIS в период интенсивного прибрежного апвеллинга в юго-восточной части Балтийского моря показал, что наблюдаемые в РЛИ темные области связаны с проявлением холодного фронта апвеллинга. В отличие от полей ТПМ, РСА изображения позволяют определить местоположение термического фронта и его границу даже в условиях облачности. Более того, при малых скоростях ветра, благоприятных для РЛ наблюдений термических фронтов, на РСА изображениях проявляются детали субмезо- и мелкомасштабной структуры фронта апвеллинга, характеризующиеся разницей ТПМ относительно фона всего в 1–2°C.

Количественный анализ проявлений термического фронта в РСА изображениях проводился на основе модели трансформации АПС над температурными неоднородностями подстилающей поверхности. Показано, что горизонтальная изменчивость в поле ТПМ, обусловленная наличием фронта апвеллинга, приводит к изменению стратификации АПС над фронтом и, как следствие, изменению напряжений трения ветра и скорости приводного ветра. Последнее приводит к изменению уровня обратного рассеяния РЛ сигнала над фронтом, что подтверждено результатами расчетов по модели CMOD4. В целом результаты модельных расчетов хорошо согласуются с РСА наблюдениями.

Установлено, что величина контраста РЛ сигнала $\Delta\sigma_0$ (в дБ) через фронт апвеллинга зависит от безразмерного параметра стратификации $\mu_f = \kappa^2(g/T_k)\Delta\theta_s/fU_{10}$, определяемого скоростью ветра U_{10} на наветренной стороне фронта (на высоте 10 м) и перепадом ТПМ $\Delta\theta_s$ через фронт. Полученное эмпирическое соотношение между $\Delta\sigma_0$ и μ_f хорошо

согласуется с выводами теории АПС и результатами модели трансформации АПС над фронтом апвеллинга. Максимальная наблюдаемая величина модуляции РЛ сигнала над холодным фронтом апвеллинга может достигать -10дБ . При этом, величина РЛ контраста быстро уменьшается с увеличением скорости приводного ветра и уменьшением разницы температуры через фронт. Согласно предложенной полэмпирической модели, уверенное детектирование термического фронта с величиной перепада ТПМ через фронт от 2°C до 10°C в РЛИ (подразумевая, что величина $\Delta\sigma_0 \geq -3\text{дБ}$) возможно при слабых и умеренных ветрах.

Также показано, что другим важным механизмом формирования РЛ проявлений фронта апвеллинга является падение уровня обратного рассеяния РЛ сигнала под влиянием пленок ПАВ на морской поверхности. Реконструкция поля дивергенции поверхностного течения по данным спутниковых наблюдений показала, что темные сликовые области на РЛИ вызваны гашением мелкомасштабной ряби пленками ПАВ, скапливающимися в зонах конвергенции поверхностных течений на границе и внутри фронта апвеллинга.

Совместный эффект изменения стратификации АПС над холодным фронтом и выглаживания морской поверхности пленками в зонах конвергенции поверхностных течений приводит к формированию сложных РЛ проявлений прибрежного апвеллинга. Тем не менее, при слабых и умеренных ветрах спутниковая РЛ съемка представляется весьма перспективным инструментом наблюдения термических фронтов даже в условиях облачности.

Глава 3

Спутниковые 4-поляризационные РСА измерения внутренних волн и фронтальных разделов

Уникальные возможности спутниковых радиолокаторов запечатлеть из космоса удивительные по красоте проявления мезомасштабных процессов на морской поверхности с высоким пространственным разрешением, начиная с запуска SeaSAT в 1978 г. [Fu, Holt, 1982], стали мощным толчком для развития методов анализа и количественной оценки проявлений мезомасштабной динамики океана в РСА изображениях морской поверхности. Тем не менее, на сегодняшний день можно констатировать, что техническое развитие современных РСА систем существенно опережает развитие новых методов анализа и создания спутниковых продуктов.

Появление спутниковых РСА нового поколения, способных регистрировать обратное рассеяние РЛ сигнала на различных комбинациях поляризации, дает возможность к пересмотру и существенному улучшению традиционных алгоритмов получения геофизических продуктов, основанных на этих данных. Информация содержащаяся в 4-поляризационных РСА измерениях открывает принципиально новые возможности восстановления физических характеристик морской среды.

В этой главе на основе анализа 4-поляризационных РСА измерений (на ВВ-, ГГ-, ГВ-, ВГ-поляризациях) исследуется роль различных механизмов рассеяния, ответственных за формирование поверхностных проявлений внутренних волн, течений и фронтальных разделов в РСА изображениях моря, а также возможность идентификации этих явлений на фоне пространственно-неоднородного поля ветра.

3.1 Методика анализа 2-поляризационных РСА измерений

Анализ и количественная оценка проявлений океанических процессов на РСА изображениях проводится на основе метода анализа 2-поляризационных РСА измерений, недавно предложенного в работе [Kudryavtsev et al., 2013]. В рамках этого метода полная УЭПР морской поверхности σ_0^{pp} может быть представлена в виде суммы компоненты УЭПР σ_{0B}^{pp} , чувствительной к поляризации и связанной с 2-масштабным брэгговским рассеянием, и компоненты УЭПР σ_{wb} , независимой от поляризации (далее по тексту «неполяризованной» компоненты УЭПР или NP) и связанной с рассеянием на обрушающихся волнах [Phillips, 1988; Quilfen et al., 1999] в виде:

$$\sigma_0^{pp} = \sigma_{0B}^{pp} + \sigma_{wb}, \quad (3.1)$$

где pp – обозначает ВВ- или ГГ-поляризации приема-излучения РЛ сигнала. Вклад обрушений волн может быть отделен от полной УЭПР морской поверхности, используя поляризационную разницу $\Delta\sigma_0$ (PD) УЭПР радиосигнала на ВВ- и ГГ-поляризациях:

$$\Delta\sigma_0 \equiv \sigma_0^{vv} - \sigma_0^{hh} = \sigma_{0B}^{vv} - \sigma_{0B}^{hh}. \quad (3.2)$$

Поляризационная разница $\Delta\sigma_0$ определяется рассеянием РЛ сигнала на коротких волнах сантиметрового диапазона, близких к брэгговскому волновому числу. Поскольку короткие брэгговские волны (длина волны $\sim 5\text{ см}$ для С-диапазона) быстро приспособляются к ветровому воздействию (их пространственный масштаб релаксации составляет около 10 м), компонента РД, $\Delta\sigma_0$, должна содержать информацию об изменчивости приводного ветра и наличии сликов на морской поверхности.

Доля УЭПР, описываемая компонентой НР, связана с рассеянием радиосигнала на очень «шероховатых» и «крутых», обрушающихся участках морской поверхности и одинакова на обеих поляризациях РЛ сигнала [Phillips, 1988; Kudryavtsev et al., 2003]. Тогда, используя соотношение (3.1) для полной УЭПР морской поверхности, поляризационное отношение (PR) РЛ сигнала, определяемое как отношение сигнала на ГГ-поляризации к сигналу на ВВ-поляризации, $PR = \sigma_0^{hh}/\sigma_0^{vv}$, может быть записано в виде:

$$P \equiv \frac{\sigma_0^{hh}}{\sigma_0^{vv}} = \frac{\sigma_{0B}^{hh} + \sigma_{wb}}{\sigma_{0B}^{vv} + \sigma_{wb}}. \quad (3.3)$$

Поляризационное отношение PR характеризует распределение долей обратного рассеяния между короткими брэгговскими волнами и обрушениями волн. Данные спутниковых и авиационных наблюдений [Kudryavtsev et al., 2003; Mouche et al., 2006] показали, что наблюдаемые значения параметра PR существенно отличаются от предсказаний брэгговской теории малых возмущений. Так РЛ измерения в Ку- и С-диапазонах показали, что наблюдаемые значения поляризационного отношения $P = \sigma_0^{vv}/\sigma_0^{hh}$ значительно превосходят модельные предсказания поляризационного отношения 2-масштабной брэгговской модели, $p_B = \sigma_{0B}^{vv}/\sigma_{0B}^{hh}$. При этом, детальный анализ авиационных 2-поляризационных РЛ измерений (на ГГ- и ВВ-поляризациях РЛ сигнала)

показал значительный вклад неполяризованного рассеяния в полную УЭПР морской поверхности [Mouche et al., 2006].

Из соотношений (3.1) и (3.2) компонента NP, независимая от поляризации РЛ сигнала, может быть найдена в виде:

$$\sigma_{wb} = 0.5(\sigma_0^{vv} + \sigma_0^{hh}) - 0.5\Delta\sigma_0 \frac{(1+p_B)}{(1-p_B)}, \quad (3.4)$$

где $p_B = \sigma_{0B}^{vv}/\sigma_{0B}^{hh}$ – поляризационное отношение для 2-масштабной модели брэгговского рассеяния. В рамках этой модели p_B определяется локальной геометрией наблюдений и эффектами тильтирования морской поверхности. При умеренных углах падения РЛ сигнала, $\theta > 25^\circ$, выражение для p_B может быть упрощено до следующего вида [Kudryavtsev et al., 2003]:

$$p_B = \frac{|G_h|^2(1+g_h s_i^2)}{|G_v|^2(1+g_v s_i^2)} \approx \frac{|G_h|^2}{|G_v|^2} [1 + (g_h - g_v) s_i^2], \quad (3.5)$$

где $|G_p|^2$ – геометрический коэффициент брегговского рассеяния, g_p – поляризационный коэффициент, а s_i^2 – среднеквадратичный наклон (СКН) тильтирующих волн в направлении плоскости падения.

Коэффициент $|G_p|^2$ зависит от угла падения и для ВВ- и ГГ-поляризаций РЛ сигнала имеет вид:

$$|G_v|^2 = \frac{\cos^4 \theta (1 + \sin^2 \theta)^2}{(\cos \theta + 0.111)^4}, \quad (3.6)$$

$$|G_h|^2 = \frac{\cos^4 \theta}{(0.111 \cos \theta + 1)^4}, \quad (3.7)$$

где θ – угол падения РЛ сигнала. Поляризационный коэффициент g_p для ВВ- и ГГ-поляризаций РЛ сигнала имеет вид:

$$g_v = \frac{1}{2\sigma_{0br}^{vv}} \cdot \frac{\partial^2 \sigma_{0br}^{vv}}{\partial^2 \theta}, \quad (3.8)$$

$$g_h = \frac{1}{2\sigma_{0br}^{hh}} \cdot \frac{\partial^2 \sigma_{0br}^{hh}}{\partial^2 \theta} + \frac{2}{\sin^2 \theta} \frac{|G_v|}{|G_h|} \frac{s_n^2}{s_i^2}, \quad (3.9)$$

где s_n^2 – СКН тильтирующих волн, обеспечивающих квазизеркальное отражение РЛ сигнала в направлении, перпендикулярном плоскости падения;

σ_{0br}^p – УЭПР брэгговского рассеяния, пропорциональная спектру возвышений волн на брэгговском волновом числе [Kudryavtsev et al., 2003]:

$$\sigma_{0br}^p = 16\pi k_r^4 |G_p|^2 F_r(\varphi, k_{br}), \quad (3.10)$$

где $k_{br} = 2k_r \sin \theta$ – волновое число поверхностных брэгговских волн,

φ – азимутальное направление антенны радиолокатора,

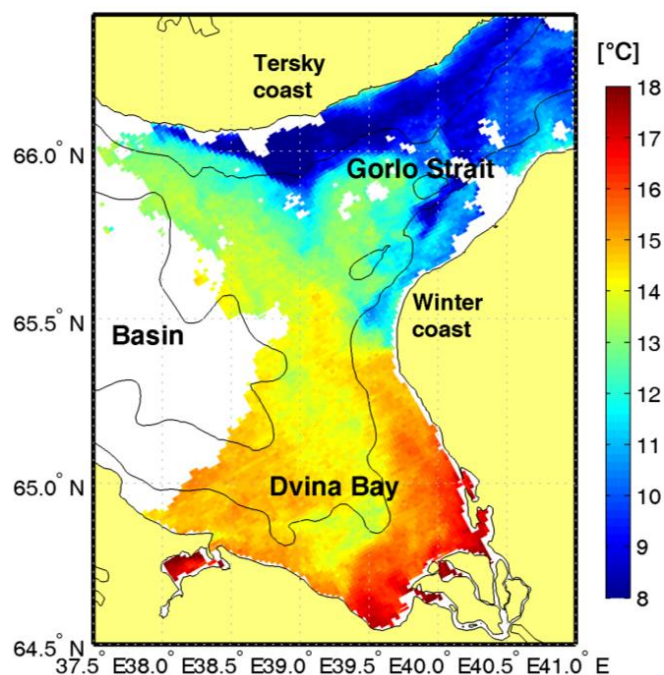
$F_r(\varphi, k_{br})$ – двумерный спектр возвышений морской поверхности.

Второй член в квадратных скобках в (3.5) описывает влияние тильтирующих волн на p_B . В диапазоне углов падения от 25° до 45° , величина этого члена меняется от 0 (штилевые условия) до примерно 0.5 при умеренных ветрах. Таким образом, поляризационное отношение p_B может считаться слабо зависящим от скорости приводного ветра и почти полностью независимым от азимута из-за азимутальной изотропии наклонов тильтирующих волн [Mouche et al., 2006].

Таким образом, описанный подход позволяет преобразовать РСА изображения на ГГ- и ВВ-поляризациях в три «новых» изображения, отображающих: 1. поляризационную разность, $\Delta\sigma_0$ (PD); 2. поляризационное отношение, PR; и 3. вклад обрушений волн, σ_{wb} (NP). Каждая из этих компонент УЭПР связана с конкретным механизмом рассеяния РЛ сигнала и его вкладом в формирование проявлений океанических процессов на РСА изображениях. Описанный выше подход используется далее для анализа физики формирования проявлений внутренних волн, поверхностных течений и фронтальных разделов в 4-поляризационных РСА изображениях.

3.2 Район исследований и исходный набор данных

В качестве района исследований была выбрана северо-восточная часть Белого моря на границе Бассейна и Горла (Рисунок 3.1), где в июле-августе 2012 г. проводился подспутниковый эксперимент по исследованию короткопериодных внутренних волн [Зимин и др., 2014]. Всего за период проведения эксперимента было получено 9 спутниковых РЛИ RADARSAT-2 (см. Рисунок 3.2) в режиме 4-поляризационной съемки Wide Fine Quad-Pol (BB-, ГГ-, ГВ- и ВГ-поляризации).



На карте приведено поле температуры морской поверхности, полученное по данным спектрорадиометра MODIS Aqua от 28 июля 2012 г. (09:05 UTC) © NASA

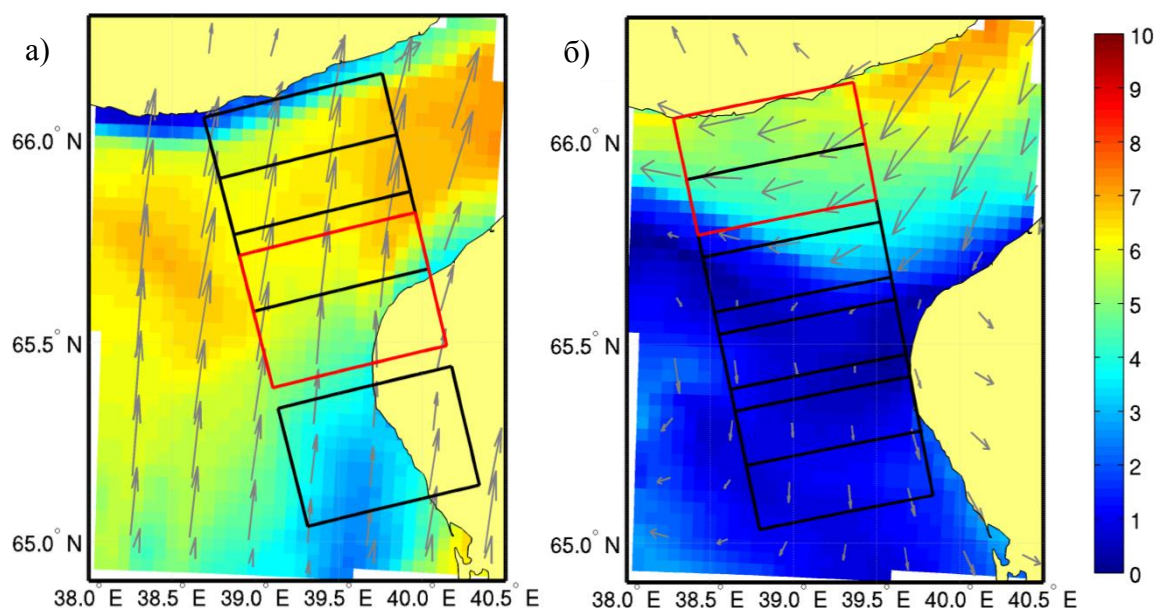
Рисунок 3.1 – Карта района исследований в восточной части Белого моря

Район РЛ наблюдений (см. Рисунки 3.1, 3.2) расположен вблизи границы двух типов вертикальной структуры вод Белого моря: квазиоднородной («горловской») и стратифицированной («бассейновой») [Гидрометеорология, 1991]. Принято считать, что граница, разделяющая эти воды – структурный фронт, располагается поперек Горла [Гидрометеорология, 1991; Пантюлин, 2012]. Структурный фронт разделяет высокосолёные и более холодные слабо стратифицированные воды, поступающие из Баренцева моря, и стратифицированные воды северной части Бассейна. По данным контактных измерений [Зимин и др., 2014] и спутниковых наблюдений (Рисунок 3.1) фронтальная зона располагается примерно в 10-15 милях от Терского берега.

На расположение структурного фронта оказывают влияние воды стокового Двинского течения. Эти воды являются самыми опресненными из поверхностных вод Белого моря. Как правило, они прилегают к Зимнему берегу и прослеживаются на значительной части Двинского залива и Горла [Пантюлин, 2012]. Эти опресненные воды распространяются в стратифицированной части Двинского залива и Горла, а граница между ними и водами Бассейна образует стоковый фронт [Филатов, Тержевик, 2007]. Положение теплого стокового фронта Двины также отчетливо прослеживается в полеТПМ на Рисунке 3.1.

Кроме того, гидрологическая структура и положение фронтальных зон в северо-восточной части Белого моря испытывают сильное влияние прилива, являющегося важнейшим динамическим фактором в Белом море. Величина приливных колебаний уровня в Горле достигает 3 м в его северной части и уменьшается до 0.5 м в его юго-восточной части. Скорости приливных течений могут достигать 150 см/с [Пантюлин, 2012], что приводит к значительным горизонтальным и вертикальным смещениям масс воды, стимулирующих генерацию внутренних волн и турбулентное перемешивание [Гидрометеорология, 1991].

Анализ 4-поляризационных PCA измерений, представленный ниже, основан на двух РЛИ за 29 июля (14:45 UTC) и 1 августа (14:58 UTC) 2012 г. (отмечены красными рамками на Рисунке 3.2). Размер этих PCA изображений около 40×50 км, а пространственное разрешение 5.2×7.6 м по дальности и азимуту, соответственно.



а) 29 июля 2012 г. б) 1 августа 2012 г. Красными рамками отмечено положение анализируемых PCA изображений RADARSAT-2

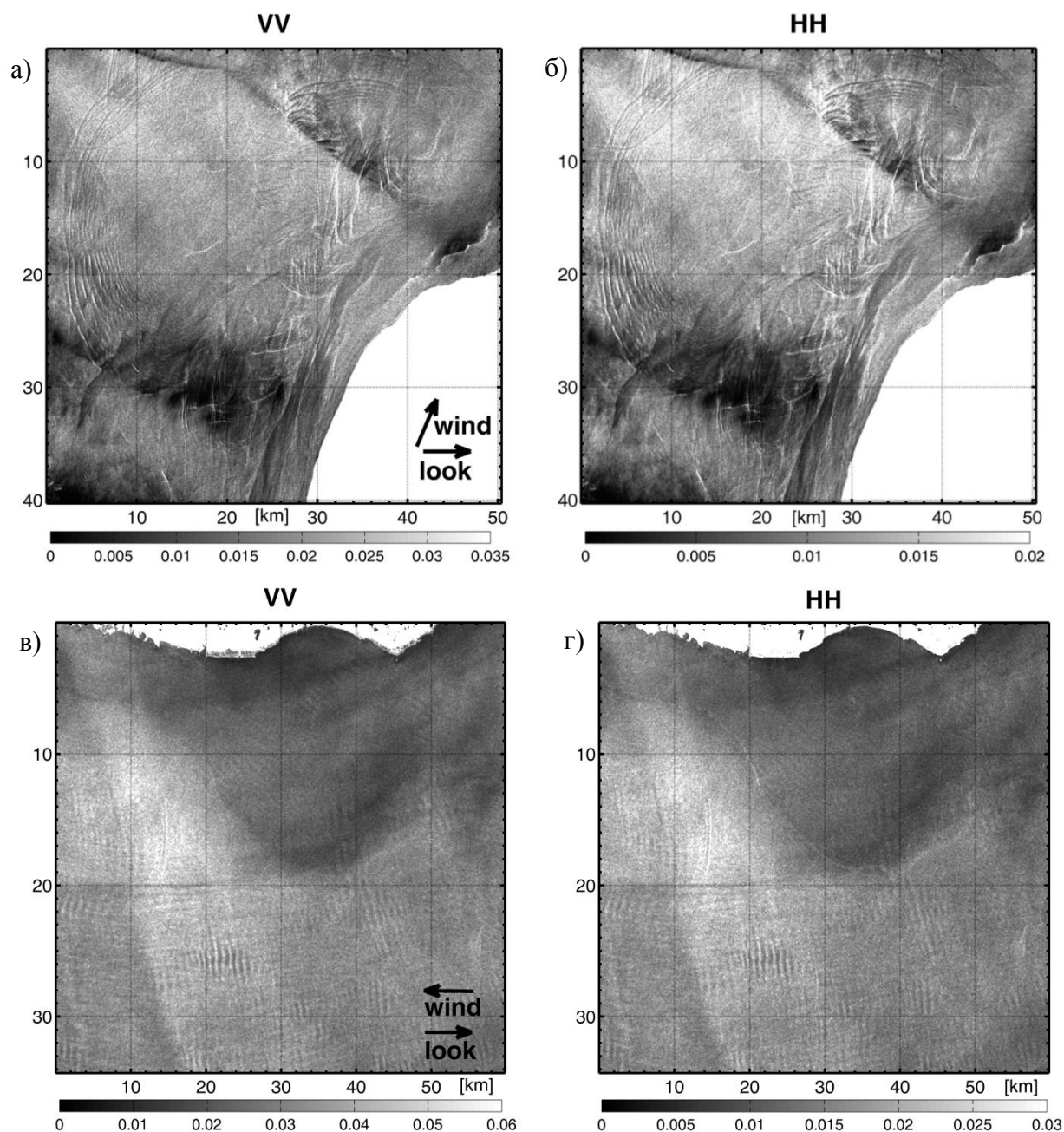
Рисунок 3.2 – Покрытие PCA съемкой RADARSAT-2 и фоновые ветровые условия в северо-восточной части Белого моря по данным модели MM5

Источником информации о поле приводного ветра во время проведения PCA измерений послужили данные модели MM5, представленные на Рисунке 3.2. Как видно, на момент РЛ съемки 29 июля 2012 (Рисунок 3.2, а) ветровые условия характеризовались ветром южного направления со скоростью около 5 м/с. 1 августа 2012 года над юго-западной частью Горла Белого моря наблюдался выраженный атмосферный фронт с преобладанием умеренных ветров юго-западного

направления к северу от фронта и почти штилевыми условиями к югу от фронта (Рисунок 3.2, б). Для дальнейшего анализа РСА изображений было использовано модельное направление ветра из модели MM5, а скорость ветра рассчитывалась по РЛИ на основе геофизической функции CMOD4.

Исходные РСА изображения сначала калибровались и переводились в УЭПР, после чего проводилось удаление термического шума [RADARSAT-2 Product Format Definition, 2013]. На последнем шаге, откалиброванные РЛИ сглаживались адаптивным фильтром Винера с размером скользящего окна 20×20 пикселей. Анализируемые РСА изображения показаны на Рисунке 3.3. На этих РЛИ отчетливо видны проявления динамических процессов в морской среде – внутренних волн, мезомасштабных течений и фронтальных разделов (Рисунок 3.3, а-б). Кроме этого, на РЛИ отобразилась естественная изменчивость в поле приводного ветра, трансформация поля ветра над термическим фронтом, а также следы гравитационных волн в атмосфере (Рисунок 3.3, в-г).

РСА изображение за 29 июля 2012 г. показано на Рисунке 3.3 (а-б). В полях УЭПР на ВВ- и ГГ-поляризациях РЛ-сигнала отчетливо видны проявления стокового фронта Двины в виде перемежающихся ярких и темных линий, расположенных на расстоянии 5-10 км вдоль Зимнего берега, и пакетов внутренних волн в виде чередующихся ярких и темных полос характерной дугообразной формы, распространяющихся с мелководья в глубоководную часть моря. На РЛИ также отчетливо видны крупномасштабные неоднородности в поле приводного ветра.



Верхний ряд – РЛИ за 29 июля (14:45 UTC) 2012 г., нижний ряд – 1 августа (14:58 UTC) 2012 г. а)-в) ВВ-поляризация; б)-г) ГГ-поляризация. Стрелками отмечены направление дальности PCA (look) и направление ветра (wind)

Рисунок 3.3 – PCA изображения RADARSAT-2 юго-восточной части Горла Белого моря. © MDA © CSA

Основной особенностью РЛИ за 1 августа 2012 г. (Рисунок 3.3, в–г) является темная область, расположенная вблизи Терского берега и совпадающая с положением холодных перемешанных вод Горла (см. Рисунок 3.1). Примечательно, что в РЛИ на ГГ-поляризации (Рисунок 3.3, г) граница темной области с мористой стороны оконтурена тонкой яркой линией, которой не видно в поле УЭПР на ВВ-поляризации (Рисунок 3.3, в). Кроме того, на этих РСА изображениях также отобразились периодические яркие/темные волновые структуры, вызванные гравитационными волнами в атмосфере.

3.3 Фоновые характеристики 4-поляризационных РСА изображений

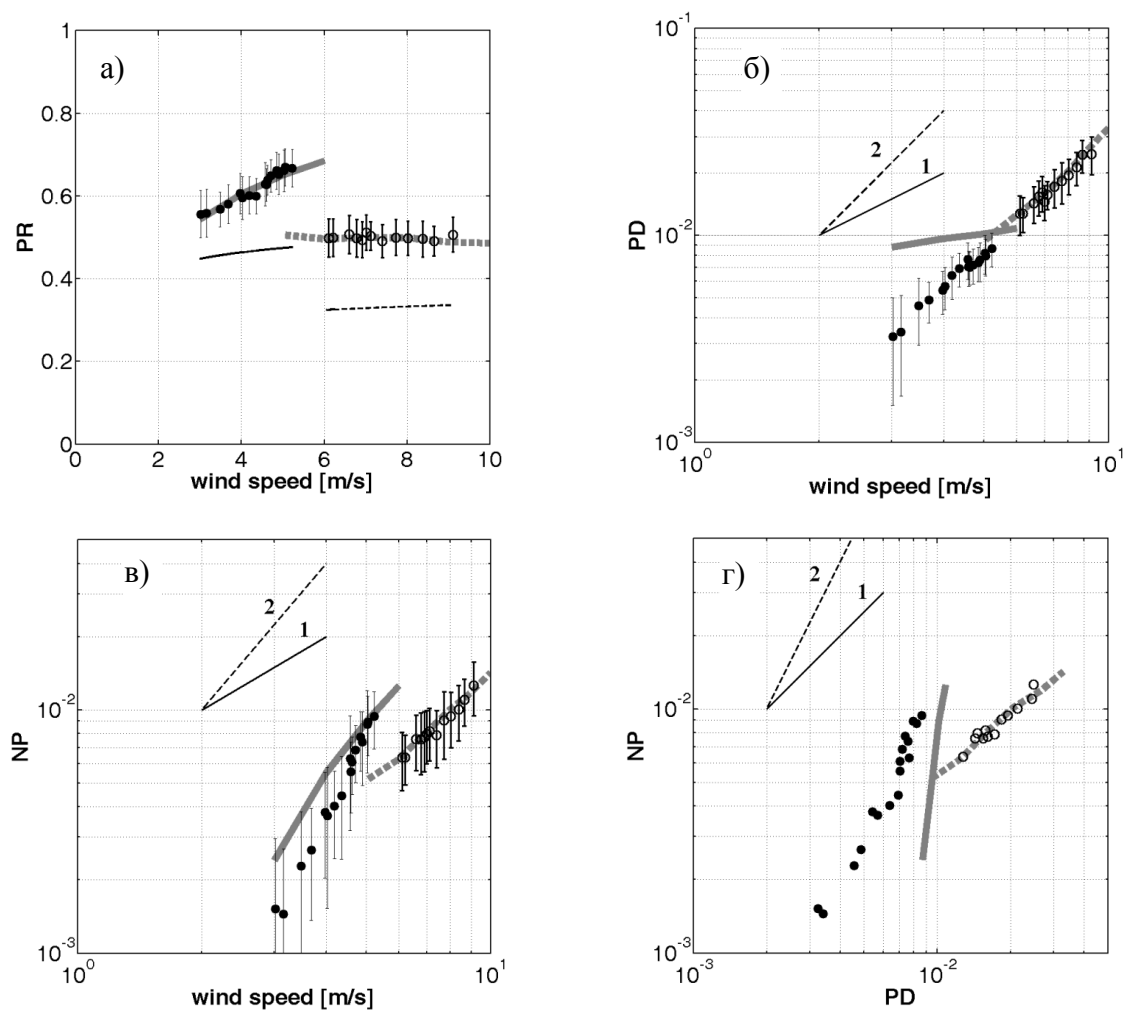
Условия проведения РЛ съемок за 29 июля и 1 августа 2012 г. существенно отличались геометрией наблюдений – углом между направлением дальности радиолокатора и направлением ветра, углом падения РЛ сигнала, а также скоростью приводного ветра. 29 июля 2012 г. РЛ съемка фактически проводилась поперек направления ветра (англ. cross-wind) при значениях угла падения $\theta = 30.6^\circ\text{--}33.6^\circ$. 1 августа 2012 г. РЛ-съемка проводилась в направлении на ветер (англ. up-wind) при значениях угла падения $\theta = 37.7^\circ\text{--}40.4^\circ$.

Средние фоновые характеристики обратного рассеяния (PR, PD, NP), полученные по двум представленным выше РЛИ RADARSAT-2, показаны на Рисунке 3.4 символами. Для сравнения на графики Рисунка 3.4 серыми линиями также нанесены данные глобальных РЛ измерений спутника ENVISAT, обобщенные в работе [Mouche et al., 2012]. Как видно, локальные РЛ наблюдения для Белого моря хорошо соотносятся с глобальными данными ENVISAT. Наилучшее соответствие наблюдается

для поляризационного отношения PR (Рисунок 3.4, *a*). Черными линиями на Рисунке 4 (*a*) показаны предсказания 2-масштабной брэгговской модели (далее, 2МБ). Из графика на Рисунке 3.4 (*a*) видно, что наблюдаемые значения PR слабо зависят от скорости ветра и существенно превосходят предсказания модели 2МБ.

Поляризационная разность PD сильно зависит от скорости ветра, ветровая экспонента принимает практически одинаковые значения между 1.5–2 при наблюдениях на ветер (кружки) и поперек ветра (точки) (Рисунок 3.4, *b*). В диапазоне умеренных ветров РЛ наблюдения на ветер в Белом море совпадают с глобальными наблюдениями ENVISAT. При малых ветрах и РЛ съемке поперек ветра становится заметной разница между наблюдениями в Белом море и глобальными измерениями (Рисунок 3.4, *b*). Этот факт вполне можно объяснить тем, что глобальные измерения при малых ветрах были получены в более широком диапазоне условий, включающих порывистость ветра, разную степень развития ветрового волнения, влияние ТПМ на диссипацию ветровых волн и пр.

Как видно из Рисунка 3.4 (*в*) вклад неполяризованной компоненты NP , связанной с влиянием обрушений волн на обратное рассеяние РЛ сигнала согласно (3.4), сильно зависит от скорости ветра. При этом ветровая экспонента NP сильно зависит от скорости и направления ветра. При малых ветрах, РЛ съемке поперек ветра и для угла падения РЛ сигнала $\theta = 32^\circ$ ветровая экспонента равна 2.5. При умеренных ветрах, РЛ-съемке на ветер и для угла падения $\theta = 38.5^\circ$ ветровая экспонента равна 1.5. Локальные измерения NP в целом хорошо согласуются с глобальными наблюдениями за исключением области малых ветров ниже 5 м/с. Стоит отметить, что при скорости ветра 5-6 м/с значения NP в случае РЛ наблюдений поперек ветра выше значений этого параметра при РЛ съемке на ветер, что объясняется разницей в значениях угла падения для этих наблюдений и существенной азимутальной зависимостью параметра NP .



а) Поляризационное отношение, PR ; б) поляризационная разность, PD ; в) неполяризованная компонента УЭПР, NP , – как функции скорости ветра; г) зависимость NP от PD . Точки – РЛ наблюдения в направлении «поперек ветра» за 29 июля 2012 г. (угол падения $\theta=32^\circ\pm0.25^\circ$). Кружки – РЛ наблюдения в направлении «на ветер» за 1 августа 2012 г. (угол падения $\theta=38.5^\circ\pm0.25^\circ$). Вертикальными линиями показана величина стандартного отклонения РСА измерений. Черными сплошной и штриховой линиями в а) нанесены предсказания 2-масштабной брэгговской модели для РЛ съемки «поперек ветра» и «на ветер», соответственно. Серыми жирными линиями нанесены глобальные РЛ наблюдения ENVISAT по данным Муше и др. [2012] для РЛ съемки «поперек ветра» (сплошная линия) и «на ветер» (штриховая линия). Линии, обозначенные символами «1» и «2», показывают соответствующую степенную зависимость

Рисунок 3.4 – Фоновые характеристики обратного рассеяния по данным спутниковых РСА измерений RADARSAT-2 за 29 июля и 1 августа 2012 г.

На Рисунке 3.4 (з) показана зависимость параметра NP от параметра PD . При малых ветрах и РЛ съемке поперек ветра $NP \sim PD^2$, показывая тем самым, что увеличение обрушений волн с увеличением скорости ветра происходит быстрее по сравнению с ростом брэгговских волн (Рисунок 3.4, б). При умеренных ветрах и наблюдениях на ветер NP и PD практически линейно зависимы. Разница между глобальными и локальными наблюдениями на Рисунке 3.4 (д) при малых ветрах обусловлена отличием PD от глобальных измерений, описанным выше для Рисунка 3.4 (б).

Важно отметить, что параметр NP , согласно выражению (3.4), зависит от поляризационного отношения для брэгговского рассеяния p_B , а значит и от точности его определения. Поляризационное отношение брэгговского рассеяния в основном зависит от угла падения РЛ сигнала, не зависит от спектра брэгговских волн и слабо зависит от СКН тильтирующих волн в направлении плоскости падения РЛ сигнала. Тильтирующие волны – волны, более длинные, чем брэгговская рябь, обеспечивающие наклон фасетных участков морской поверхности, на которых происходит рассеяние согласно резонансной теории. СКН тильтирующих волн может быть определен на основе известных эмпирических соотношений (например, предложенного Филлипсом [Phillips, 1977] и использованного нами для расчета p_B на Рисунке 3.4, а) или рассчитан по модели волнового спектра (см., например, методы расчета СКН и p_B для различных спектров волнения в работе Хуанга и Планта [Hwang, Plant, 2010]). Очевидно, что неточность в определении СКН, а, следовательно, и p_B , приводит к ошибкам при расчете параметра NP . Величину этой ошибки можно оценить следующим образом:

$$\frac{\delta \sigma_{wb}}{\sigma_{wb}} = - \frac{\Delta \sigma_0}{\sigma_{wb}} \frac{\delta p_B}{(1 - p_B)^2}, \quad (3.6)$$

где $\delta\sigma_{wb}$ – ошибка в определении параметра NP, вызванная неточностью определения поляризационного отношения для брэгговского рассеяния p_B . Для данных, показанных на Рисунке 3.4, изменение $\delta p_B / p_B = \pm 0.1$ при расчете параметра NP приводит к величине ошибки $\delta\sigma_{wb} / \sigma_{wb} \approx \mp 0.2$.

Ветровая зависимость УЭПР на перекрестной поляризации РЛ сигнала, $CP = (\sigma_0^{vh} + \sigma_0^{hv}) / 2$ для наблюдений за 1 августа 2012 г. показана на Рисунке 3.5 (а). Данные за 29 июля 2012 г. не приводятся, поскольку из-за малой скорости приводного ветра уровень обратного рассеяния на перекрестной поляризации оказался на пороге чувствительности РСА. Как видно из Рисунка 3.5 (а), сигнал CP также сильно зависит от скорости ветра, ветровая экспонента равна 1.5. Кроме того, из Рисунка 3.5 (б) видно, что характеристики обратного рассеяния полей NP и CP имеют линейную зависимость, означая, что влияние обрушений волн на обратное рассеяние сигнала CP тоже существенно.

Оценим роль брэгговского рассеяния в обратное рассеяние на перекрестной поляризации РЛ сигнала в рамках модели 2МБ. Для этого будем использовать отношение CP к PD, CP/PD . На перекрестной поляризации РЛ сигнала выражение для обратного рассеяния в рамках модели 2МБ [Valenzuela, 1978] имеет вид:

$$\sigma_{0B}^{vh} = \pi \sin^{-4} \theta |G_{vv} - G_{hh}|^2 \frac{s_n^2}{\sin^2 \theta} B(\mathbf{k}_{br}), \quad (3.6)$$

где $B(\mathbf{k}_{br})$ – спектр насыщения на брэгговском волновом числе.

Используя соотношение $\sigma_{0B}^{pp} = \pi \sin^{-4} \theta |G_{pp}|^2 B(\mathbf{k}_{br})$ для брэгговского рассеяния на смежных поляризациях (ВВ и ГГ), отношение $\sigma_0^{vh} / \Delta\sigma_0$ в рамках 2-масштабной брэгговской модели с точностью до первого порядка по СКН принимает вид:

$$\frac{\sigma_0^{vh}}{\Delta\sigma_0} = \frac{|G_{vv}-G_{hh}|^2}{|G_{vv}|^2-|G_{hh}|^2} \frac{s_n^2}{\sin^2\theta}, \quad (3.7)$$

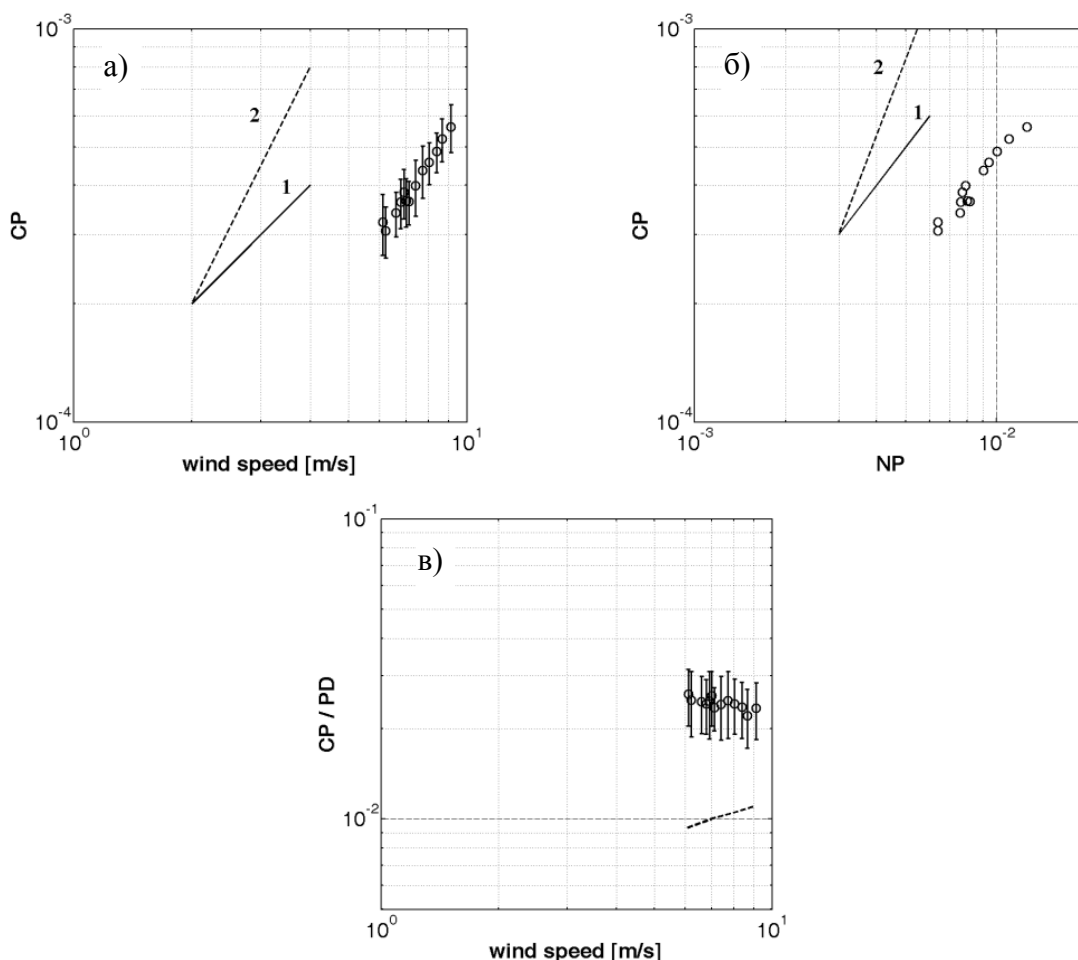
и не зависит от спектра брэгговских волн. Для оценки отношения $\sigma_0^{vh}/\Delta\sigma_0$ по (3.7) будем предполагать, что наклоны крупно-масштабной морской поверхности изотропны, поэтому s_n^2 равен половине СКН крупномасштабной морской поверхности, $s_n^2 = 1/2 s^2$, эмпирическое соотношение для которого имеет вид [Phillips, 1977; Vandemark et al., 2004]:

$$s^2 = 4.6 \times 10^{-3} \ln(k_d U_{10}^2 / g), \quad (3.8)$$

где $k_d = k_{br}/4$ – волновое число, определяющее размер тильтирующих волн в модели 2МБ.

Наблюдаемые значения CP/PD (Рисунок 3.5) значительно (в 2.5 раза или на 4дБ) превосходят предсказания брэгговской модели. Эта разница между моделью и наблюдениями на перекрестной поляризации, очевидно, обусловлена рассеянием РЛ сигнала на существенно нелинейных участках морской поверхности, связанных с обрушениями волн. В то же время, нужно отметить, что классическая 2-масштабная брэгговская модель может занижать оценки обратного рассеяния на перекрестной поляризации по сравнению с более совершенными радиофизическими моделями рассеяния (например, моделью Вороновича и Заворотного [Voronovich, Zavorotny, 2011] на основе метода малых возмущений (ММВ) с учетом членов второго порядка, далее модель ММВ2) в виду исключения из рассмотрения в модели брэгговского рассеяния членов второго порядка. В работе Вороновича и Заворотного [Voronovich and Zavorotny, 2011] показано, что при расчете УЭПР на перекрестной поляризации по моделям ММВ2 и 2МБ разница между ними может достигать 2дБ в диапазоне ветров более 15м/с, при меньших скоростях ветра разница составила менее 2дБ. Таким образом, наблюдаемая нами разница в 4дБ для отношения

СР/РД между моделью 2МБ и наблюдениями (Рисунок 3.5, в) превышает дефицит в 2дБ модели 2МБ, а, следовательно, может быть объяснена влиянием обрушений волн на обратное рассеяние сигнала СР.



а) Зависимость СР от скорости ветра, б) зависимость СР от NP, в) зависимость отношения СР/РД от скорости ветра. Кружки – РЛ наблюдения в направлении «на ветер» за 1 августа 2012 г. (угол падения $\theta=38.5^\circ \pm 0.25^\circ$). Вертикальными линиями показана величина стандартного отклонения РСА измерений. Черной штриховой линией в в) нанесено предсказание 2-масштабной брэгговской модели. Линии, обозначенные символами «1» и «2», показывают соответствующую степенную зависимость

Рисунок 3.5 – Фоновые характеристики УЭПР на перекрестной поляризации РЛ-сигнала, $CP=(VH+HV)/2$, по данным спутниковых РСА измерений RADARSAT-2 за 1 августа 2012 г.

Стоит также отметить, что существенное расхождение между измерениями сигнала СР и его модельными оценками (по моделям 2МБ и ММВ2) неоднократно встречалось в литературе [Hwang et al., 2010; Voronovich, Zavorotny, 2011; Voronovich, Zavorotny, 2014; Zhang et al., 2011] и также объяснялось влиянием обрушений волн.

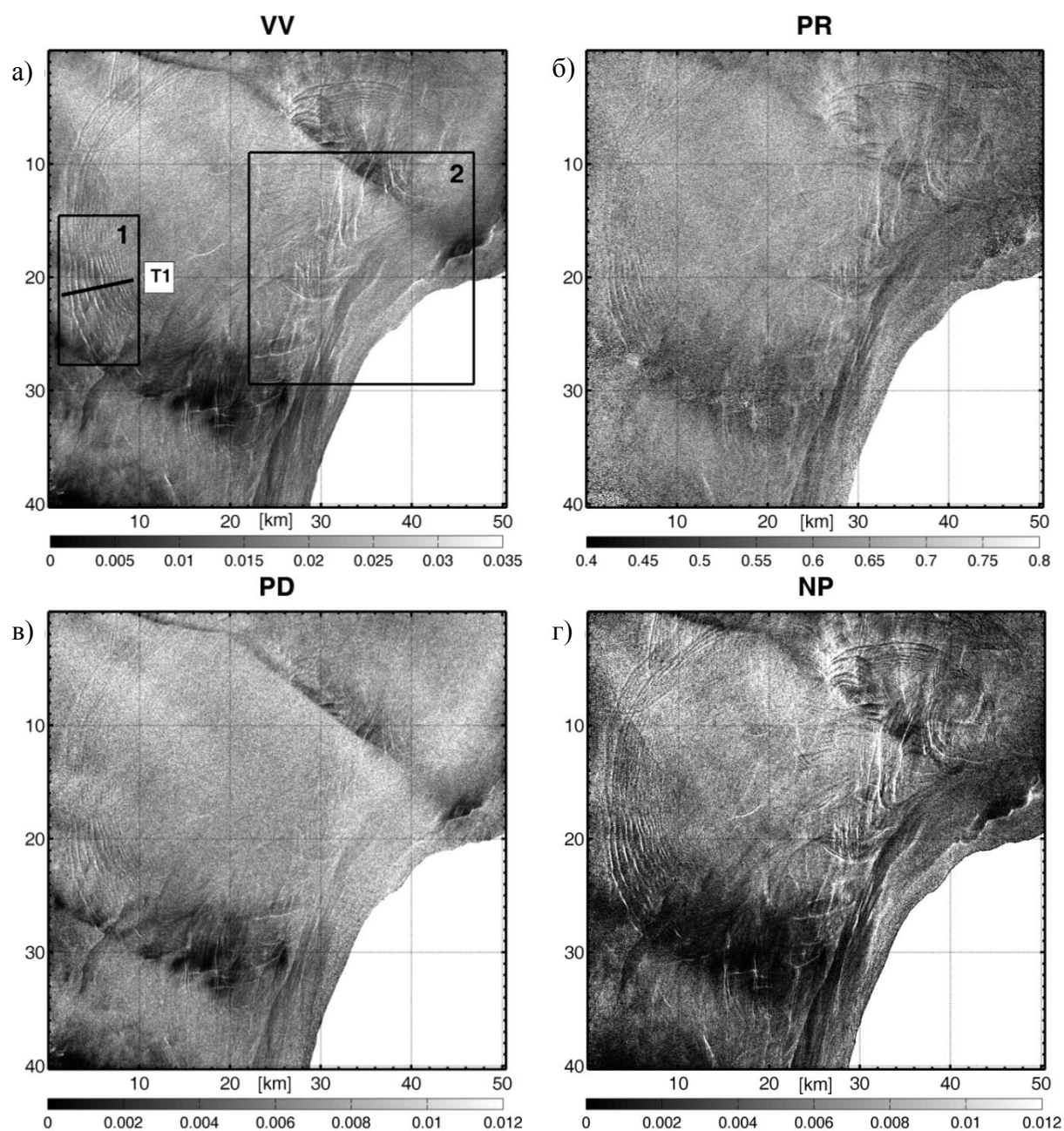
3.4 Проявление внутренних волн и фронтальных разделов в 4-поляризационных РСА изображениях

В этом разделе предложенный выше метод декомпозиции будет использован для анализа проявлений внутренних волн, поверхностных течений и фронтального раздела на РСА изображениях RADARSAT-2, показанных на Рисунке 3.3.

3.4.1 РЛ проявления внутренних волн и стокового фронта

Исходные РСА изображения на вертикальной и горизонтальной поляризациях за 29 июля 2012 г. (Рисунок 3.3, *а-б*) были использованы для расчета полей PR, PD и NP (Рисунок 3.6, *в*).

Как видно, РЛ контрасты проявлений мезомасштабных процессов на изображении PD (Рисунок 3.6, *в*) значительно ниже соответствующих контрастов изображения NP (Рисунок 3.6, *г*), из чего следует, что модуляция обрушений волн поверхностными течениями является определяющей при формировании этих РЛ проявлений по сравнению с модуляцией коротких брэгговских волн.



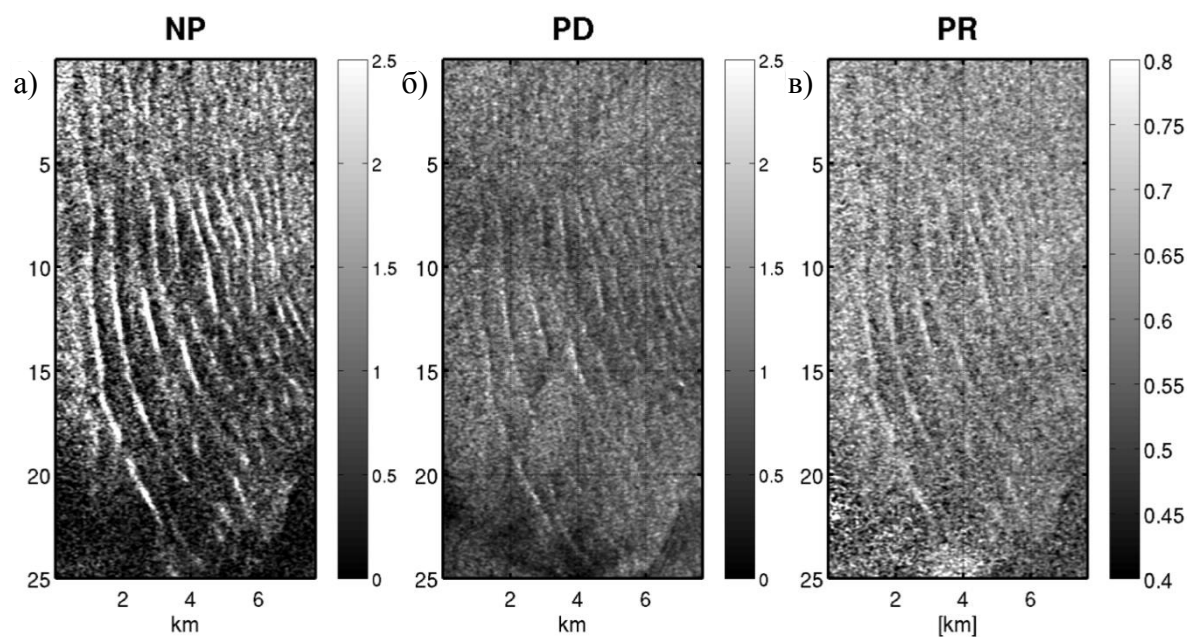
а) Поле УЭПР на ВВ-поляризации; б) поляризационное отношение PR; в) поляризационная разность PD; г) неполяризованная компонента УЭПР NP. Черной линией показано положение сечения T1 через пакет внутренних волн. Черными рамками с символами «1», «2» отмечены фрагменты, показанные на Рисунках 3.7-3.8

Рисунок 3.6 – РЛИ RADARSAT-2 за 29 июля 2012 г.

Этот вывод также подтверждает изображение PR (Рисунок 3.6, б), на котором видно, что более высокие значения поляризационного отношения пространственно коррелируют с областями повышенной интенсивности в поле NP. Эта корреляция обусловлена перераспределением интенсивности обратного рассеяния между брэгговскими фасетами и зонами обрушений волн – более высокие значения в поле PR соответствуют зонам интенсификации обрушений волн. При этом стоит отметить, что помимо отчетливых проявлений процессов в морской среде в поле NP также сильно выражена локальная изменчивость приводного ветра, что вполне объяснимо, поскольку, как следует из Рисунка 3.4, обрушения волн более чувствительны к изменениям скорости ветра, чем брэгговские волны.

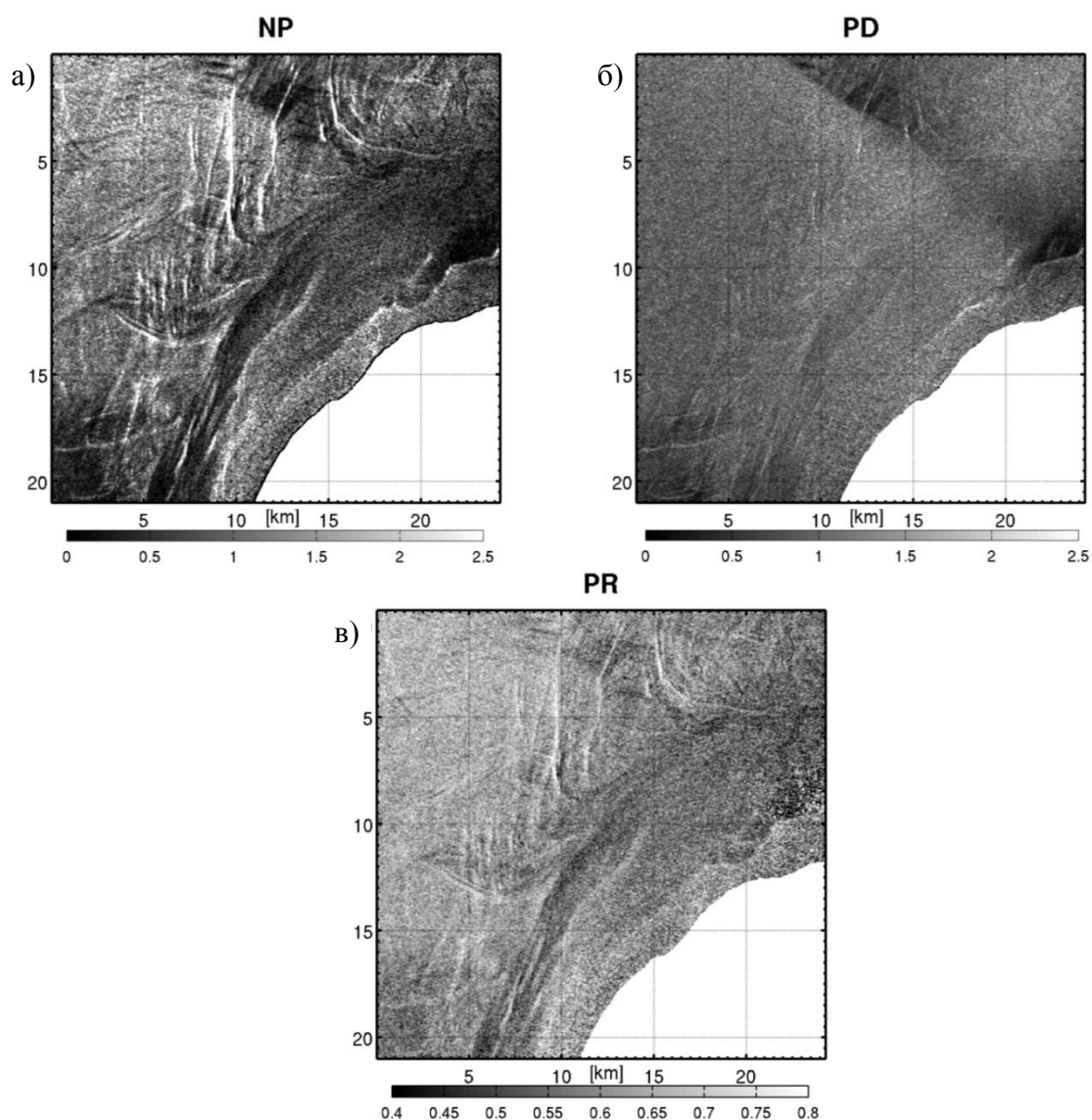
На Рисунках 3.7-3.8 показаны увеличенные фрагменты PCA изображения за 29 июля 2012 г. (отмечены рамками на Рисунке 3.6, а) с проявлениями крупного пакета внутренних волн (Рисунок 3.7) и небольших пакетов ВВ вблизи границы вдольберегового течения (Рисунок 3.8). В обоих случаях поверхностные проявления сильнее выражены в изображении NP, чем в поле PD (особенно это видно на Рисунке 3.8).

Профили РЛ контрастов (в виде нормированного отклонения от среднего, $K_y = (y - \bar{y}) / \bar{y}$) через пакет внутренних волн (сечение «Т1» на Рисунке 3.6, а) содержат выраженные колебания РЛ сигнала, связанные с проявлением внутренних волн на поверхности, на обеих поляризациях. При этом на горизонтальной поляризации амплитуда колебаний заметно выше, чем на вертикальной поляризации. Максимальный РЛ контраст наблюдается для поля NP, минимальный – для поля PD. В среднем контрасты NP в семь раз выше контрастов PD, $K_{NP} = 7 \times K_{PD}$ (см. Рисунок 3.10).



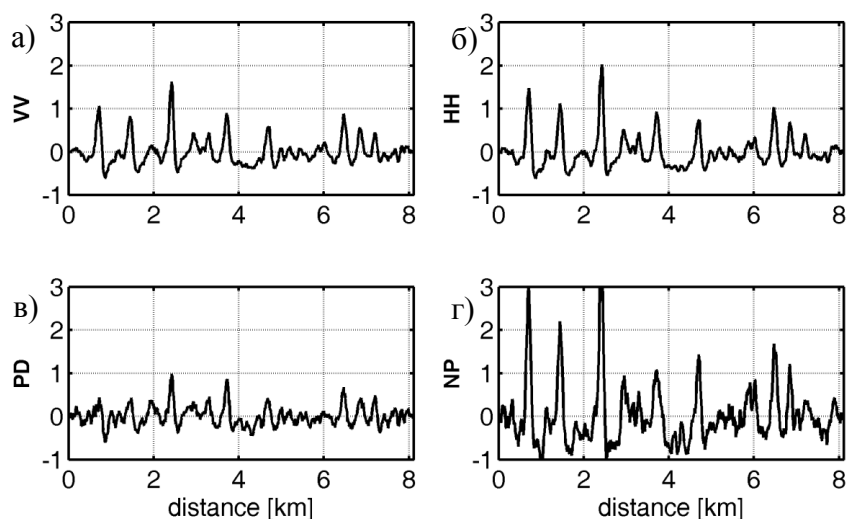
Увеличенные фрагменты полей а) NP; б) PD; в) PR. Значения NP и PD нормированы на соответствующие средние значения

Рисунок 3.7 – Увеличенный фрагмент «1» PCA изображения за 29 июля 2012 г., показанного на Рисунке 3.6, с отчетливыми проявлениями пакета короткопериодных внутренних волн



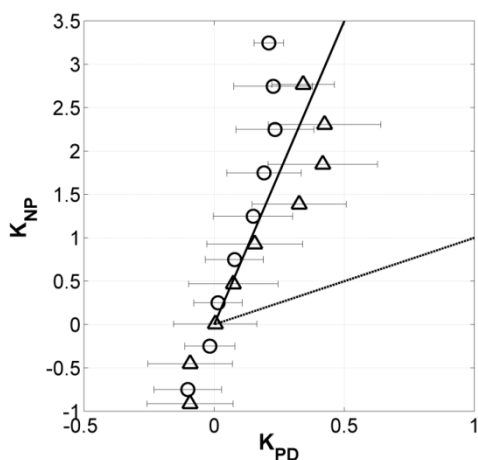
Увеличенные фрагменты полей а) NP; б) PD; в) PR. Значения NP и PD нормированы на соответствующие средние значения

Рисунок 3.8 – Увеличенный фрагмент «2» РСА изображения за 29 июля 2012 г., показанного на Рисунке 3.6, с проявлениями внутренних волн и прибрежного течения



а) УЭПР на ВВ-поляризации; б) УЭПР на ГГ-поляризации; в) поляризационная разность PD; г) неполяризованная компонента NP

Рисунок 3.9 – Профили РЛ контрастов вдоль сечения Т1 через пакет внутренних волн, отмеченный на Рисунке 3.6 (а)



Кружки – РСА измерения для фрагмента «1» на Рисунке 3.7. Треугольники – РСА измерения для фрагмента «2» на Рисунке 3.8. Горизонтальными линиями показана величина стандартного отклонения контрастов NP. Пунктирная линия показывает линейную зависимость, сплошная линия – линейная регрессия зависимости $K_{NP} = 7 \times K_{PD}$

Рисунок 3.10 – Диаграмма рассеяния для контрастов NP и PD

Поля PD на Рисунках 3.7-3.8 отчетливо показывают, что короткие брэгговские волны также испытывают воздействие внутренних волн, хотя и значительно слабее, чем обрушения волн. Этот факт несколько необычен, поскольку брэгговская рябь в первую очередь чувствительна к ветровому воздействию. Модуляции волнового спектра зависят от отношения между временем релаксации, t_r , и временным масштабом взаимодействия волн и течений, T . При $t_r/T \ll 1$ модуляции волн течением исчезают, и спектр волн полностью определяется локальной скоростью ветра. Время релаксации может быть найдено из выражений для параметра скорости роста волн $\beta = c_\beta u_*^2 / c^2$ и ветровой экспоненты волнового спектра $m = \partial \ln B / \partial \ln u_*$ (см. выражение (39) в работе [Kudryavtsev et al., 2005]) в виде:

$$\omega t_r = (m c_\beta)^{-1} (c / u_*)^2, \quad (3.9)$$

где C_β – константа в выражении для параметра скорости роста волн;

ω – частота волн;

c – фазовая скорость волн.

Для внутренних волн $T \propto \Omega^{-1}$, поэтому выражение (3.9) можно записать в виде $t_r / T = (m c_\beta)^{-1} (\Omega / \omega) (c / u_*)^2$. При $u_* = 0.13$ (соответствует наблюдаемому значению скорости ветра 4 м/с), частота ВВ (для типовых значений $C = 0.5$ м/с и $K = 2\pi / 500$ рад/м) равна $\Omega = CK = 0.06$ рад/с, $m = 1.5$ и $c_\beta = 4 \times 10^{-2}$, тогда отношение $t_r / T = 0.03$. При малых значениях отношения t_r / T , контраст брэгговских волн равен:

$$K_B \cong |m_k| (t_r / T) (u_0 / C) = 0.135 \times (u_0 / C), \quad (3.10)$$

где $m_k = -9/2$, а u_0 – амплитуда орбитальной скорости ВВ на поверхности. По данным работы [Kozlov et al., 2014], наблюдаемые

значения отношения u_0/C в районе РЛ съемки находились в диапазоне $u_0/C \propto 0.1 \dots 0.2$, что дает значение $K_B \approx 0.027$, а это значительно меньше наблюдаемых значений на Рисунке 3.9 (см. профиль значений PD). Таким образом, в рамках брэгговской теории объяснить наблюдаемые РЛ контрасты проявлений внутренних волн в поле PD невозможно. Возникает вопрос, какой механизм рассеяния обеспечивает наблюдаемые модуляции сигнала PD. Известно, что наряду с влиянием ветра короткие волны также могут получать энергию за счет механических возмущений морской поверхности при обрушениях волн [Kudryavtsev and Johannessen, 2004]. Поскольку диапазон значений масштаба релаксации для обрушающихся волн достаточно широк, модулирующее воздействие внутренних волн приводит к интенсификации обрушений волн и через него к генерации паразитной брэгговской ряби. Таким образом, образование участков повышенной шероховатости морской поверхности при обрушении волн обуславливает проявления ВВ и в изображении NP (связанном с обрушениями), и в поле брэгговского рассеяния PD.

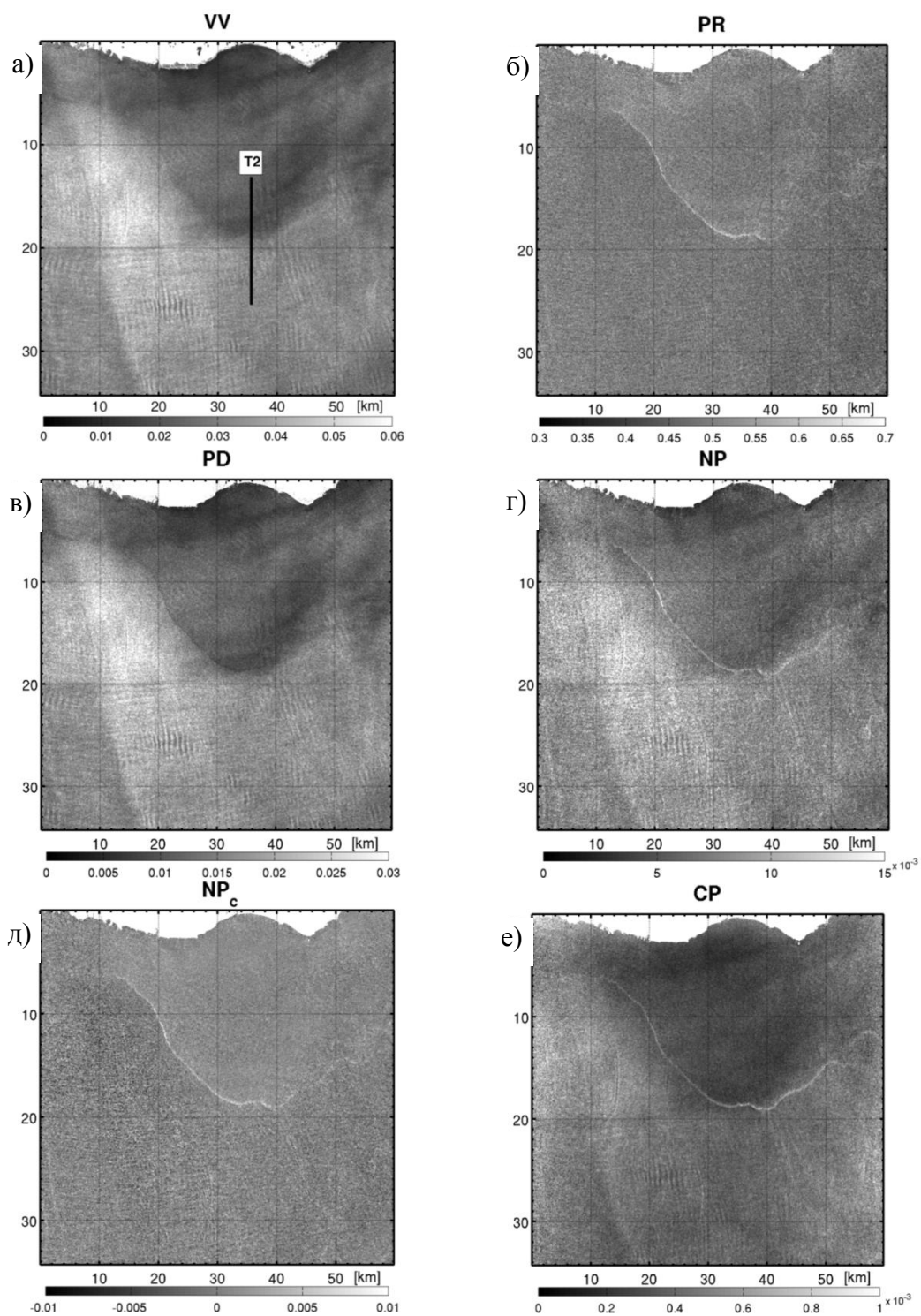
3.4.2 РЛ проявления структурного приливного фронта

Теперь проведем анализ РЛИ за 1 августа 2012 г. (Рисунок 3.3, в-г), основной особенностью которого является темная область, расположенная вблизи Терского берега и совпадающая с положением холодных перемешанных вод Горла (Рисунок 3.1). Рассчитанные по исходным РЛИ на вертикальной и горизонтальной поляризациях поля PR, PD и NP показаны на Рисунке 3.11. Как известно из литературы [Beal et al., 1997; Kozlov et al., 2012; Kudryavtsev et al., 2005] и показано в Главе 2, пространственные вариации температуры морской поверхности могут влиять на стратификацию АПС и через нее на ветровые напряжения у морской поверхности. Падение ветровых напряжений над холодной

стороной фронта приводит к ослаблению коротких ветровых волн и обрушений волн. Эта особенность проявления фронта хорошо видна в изображениях PD (Рисунок 3.11, в), NP (Рисунок 3.11, г), а также в полях УЭПР на смежной (ВВ и ГГ, Рисунок 3.3, в-г) и перекрестной (ВГ, Рисунок 3.11, е) поляризациях РЛ сигнала. Кроме проявления термического фронта в этих изображениях также отчетливо видны проявления гравитационных волн в атмосфере (Рисунок 3.11).

Ввиду слабой ветровой зависимости поляризационного отношения PR проявлений термического фронта и атмосферных внутренних волн в этом поле не видно (Рисунок 3.11, б). Зато отчетливо видна яркая полоса, подчеркивающая границу фронта. Поскольку эта особенность также отчетливо видна в поле NP, вероятной причиной ее образования является локальная интенсификация обрушений волн. Известно, что последнее обычно имеет место в зонах конвергенции поверхностных течений на границах фронтальных разделов [Монин, Красицкий, 1985; Kudryavtsev et al., 2012].

Такая же яркая линия, очерчивающая границу фронта в поле ТПМ, видна и в изображении СР (Рисунок 3.11, е). Сравнение полей NP и СР позволяет увидеть их удивительное сходство между собой, позволяя сделать вывод о том, что влияние обрушений волн (при взаимодействии волн и течений) на обратное рассеяние сигнала СР тоже существенно.



а) Поле УЭПР на ВВ-поляризации; б) поляризационное отношение PR; в) поляризационная разность PD; г) неполяризованная компонента УЭПР NP; д) компонента поля NP, обусловленная взаимодействием волн и течений; е) поле УЭПР на перекрестной поляризации CP. Черной линией в а) показано положение сечения T2 через структурный фронт

Рисунок 3.11 – РЛИ RADARSAT-2 за 1 августа 2012 г.

Актуальным и нерешенным вопросом спутниковой радиолокации морской поверхности является вопрос возможности разделения влияния ветра и течений в поле обратного рассеяния РЛ сигнала. Высокая чувствительность сигналов PD и NP к скорости ветра и относительная «нечувствительность» сигнала PD к воздействию течений позволяют избавиться от ветровых эффектов в поле NP, оставив только модуляции обрушений волн, связанные с полем поверхностных течений. Для этого представим поле сигнала NP в виде суммы:

$$\sigma_{wb} = \sigma_{wb}^W + \sigma_{wb}^C, \quad (3.11)$$

где σ_{wb}^W – ветровая компонента поля NP;

а σ_{wb}^C – компонента поля NP, обусловленная взаимодействием волн и течений.

В целом зависимость σ_{wb}^W от поляризационной разности PD ($\Delta\sigma_0$) является нелинейной и чувствительной к азимуту наблюдений (см. Рисунок 3.4, з). Тем не менее в условиях слабой ветровой изменчивости на масштабах РЛИ, ветровая компонента поля NP может быть линеаризована в виде:

$$\sigma_{wb}^W - \overline{\sigma_{wb}^W} = A(\Delta\sigma_0 - \overline{\Delta\sigma_0}), \quad (3.12)$$

где A – коэффициент регрессии;

$\overline{\sigma_{wb}^W}$, $\overline{\Delta\sigma_0}$ – осредненные значения соответствующих характеристик.

Тогда, выражение для компоненты σ_{wb}^C , описывающей влияние взаимодействия волн и течений на поле NP, согласно (3.12), примет вид:

$$\sigma_{wb}^C = \sigma_{wb} - [\overline{\sigma_{wb}^W} + A(\Delta\sigma_0 - \overline{\Delta\sigma_0})]. \quad (3.13)$$

Поле σ_{wb}^C , рассчитанное на основе выражения (3.13) показано на Рисунке 3.11 (д). Из сравнения Рисунков 3.11(з) – (д) видно, что удаление ветровых

эффектов (а также проявлений атмосферных внутренних волн) из исходного поля NP позволяет особенным образом выделить яркую линию вдоль границы термического фронта, являющуюся проявлением зоны конвергенции поверхностного течения. Отметим, что новое поле σ_{wb}^C очень сходно с полем PR (Рисунок 3.11, б).

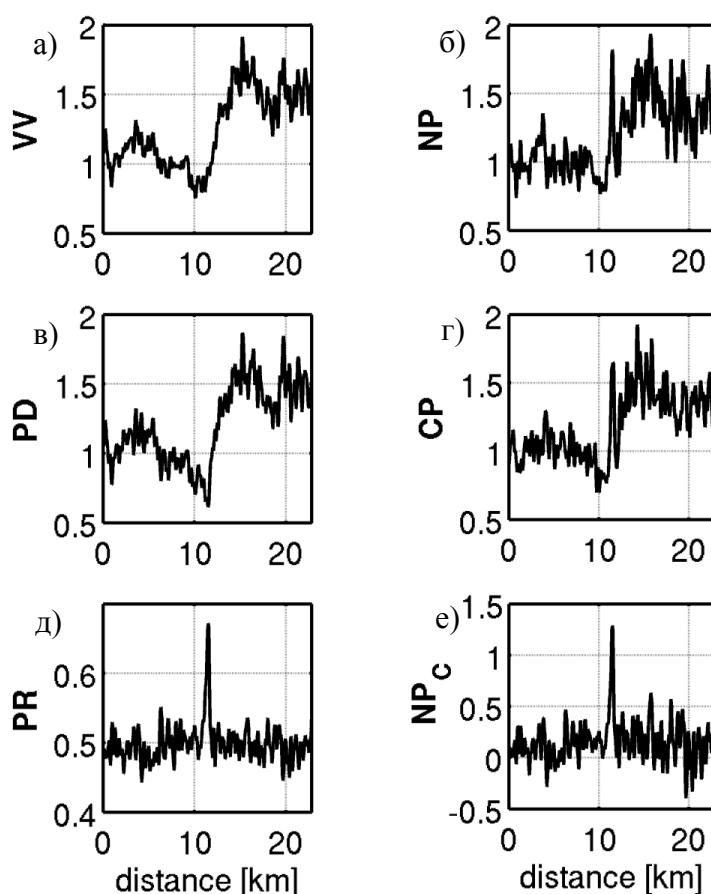
Наблюдаемое падение РЛ сигнала через термический фронт на ВВ-поляризации может быть сопоставлено с эмпирическим соотношением (2.6), полученным ранее в Главе 2 и связывающим изменение уровня обратного рассеяния $\Delta\sigma^\circ$ через фронт ТПМ с безразмерным параметром стратификации μ_f . Согласно выражению (2.6) при $f = 1.3 \times 10^{-4}$, $\Delta\theta_s = 4^\circ C$, $U_{10} = 6...7 \text{ м/с}$ перепад σ^{VV} составил от -2.5 дБ до -1.6 дБ (или $\sigma_{cold}^{VV} / \sigma_{warm}^{VV} = 0.55...0.69$ в линейных единицах). Эта оценка хорошо согласуется с наблюдаемым перепадом УЭПР около -1.5 дБ (или 0.7 в линейных единицах) на Рисунке 3.12.

На основе выражения для поляризационного отношения PR (3.3) можно определить величину рассеяния на обрушениях волн относительно соответствующей величины брэгговского рассеяния:

$$\begin{aligned}\sigma_{wb} / \sigma_{0B}^{vv} &= (P - p_B) / (1 - P) \\ \sigma_{wb} / \sigma_{0B}^{hh} &= (P / p_B - 1) / (1 - P)\end{aligned}\quad (3.14)$$

Используя значения $P \approx 0.5$ и $p_B \approx 0.33$ (см. Рисунок 3.4, а) из выражения (3.14) можем найти, что в фоновой области $\sigma_{wb} / \sigma_{0B}^{vv} = 0.35$ и $\sigma_{wb} / \sigma_{0B}^{hh} = 1.08$. Согласно этим оценкам на горизонтальной поляризации РЛ-сигнала в фоновой области РЛИ доля обратного рассеяния на обрушениях волн равна доле брэгговского рассеяния. В области проявления зоны конвергенции течения (яркая полоса на Рисунке 3.11, б) поляризационное отношение $P \approx 0.67$ (см. профиль PR на Рисунке 3.12). В этом случае обратное рассеяние на обрушениях волн явно доминирует на горизонтальной поляризации РЛ сигнала и равна величине брэгговского

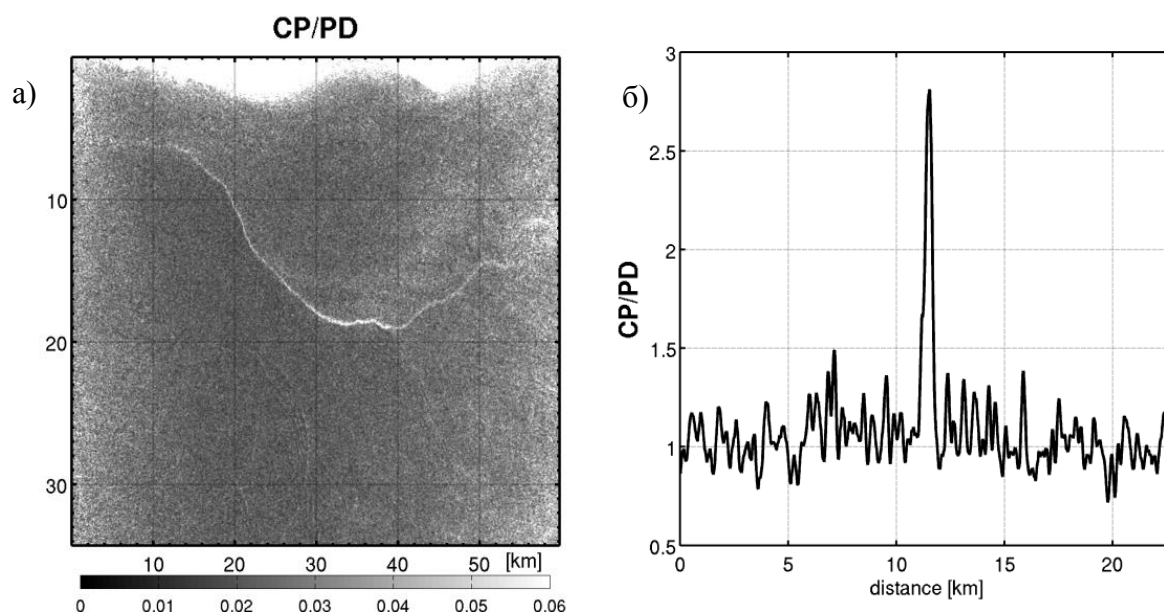
рассеяния на вертикальной поляризации, $\sigma_{wb}/\sigma_{0B}^{vv} = 1$ и $\sigma_{wb}/\sigma_{0B}^{hh} = 3.12$. Это означает, что при взаимодействии волн и течений происходит перераспределение рассеяния РЛ сигнала между брэгговским механизмом и механизмом рассеяния на обрушениях волн. Поскольку брэгговские волны, имеющие малый масштаб релаксации, не испытывают изменений при пересечении фронта, сделанные нами оценки показывают трехкратное увеличение обрушений волн в зоне конвергенции.



а) УЭПР на ВВ-поляризации; б) неполяризованная компонента УЭПР NP; в) поляризационная разность PD; г) УЭПР на перекрестной поляризации CP; д) поляризационное отношение PR; е) компонента поля NP, обусловленная взаимодействием волн и течений

Рисунок 3.12 – Профили РЛ контрастов вдоль сечения Т2 через структурный фронт, отмеченный на Рисунке 3.11 (а)

Как уже отмечалось выше, ветровая изменчивость и взаимодействие волн с течениями совместно влияют на обратное рассеяние сигнала СР на перекрестной поляризации. Влияние ветра может быть эффективно удалено из поля СР на основе отношения сигнала на перекрестной поляризации к поляризационной разности PD (см. Рисунок 3.13), поскольку, как было показано на Рисунке 3.5 (в), отношение СР/PD практически не зависит от скорости ветра.



а) Поле СР/PD; б) Профиль значений СР/PD вдоль сечения T2 (Рисунок 3.11, а) через структурный фронт

Рисунок 3.13 – Отношение сигнала на перекрестной поляризации к поляризационной разности, СР/PD.

В поле СР/PD (Рисунок 3.13, а) сильно выражена яркая полоса, подчеркивающая зону конвергенции течений вдоль границы термического фронта, что также свидетельствует об интенсификации обрушений волн на границе термического фронта, ранее отмеченной в поле NP (Рисунок 3.11, г). Поскольку поляризационная разность (связанная с брэгговским

рассеянием) практически не испытывает влияния течений, отношение CP/PD подтверждает значительную роль обрушений в формировании обратного рассеяния на перекрестной поляризации РЛ сигнала даже в условиях умеренных ветров 6-8 м/с. Профиль сечения CP/PD на Рисунке 3.13 (б) показывает 2.5-кратное увеличение сигнала на границе фронта. Принимая во внимание тот факт, что фоновые значения CP/PD на Рисунке 3.5 (в) в 2.5-раза превышали предсказания брэгговской модели (2МБ), увеличение CP/PD в 2.5 раза на границе фронта соответствует 3.5-кратному увеличению вклада обрушений волн в обратное рассеяние на перекрестной поляризации. Это согласуется с наблюдаемым увеличением NP в зоне конвергенции течений.

3.5 Выводы по главе

В данной главе на основе метода декомпозиции 2-поляризационных РСА изображений проведено исследование физических механизмов формирования РЛ проявлений внутренних волн, поверхностных течений и фронтальных разделов. Основой для анализа послужили спутниковые РЛИ RADARSAT-2 северо-восточной части Белого моря, полученные в режиме 4-поляризационной съемки. Проведенный анализ показал важную роль обрушений волн при формировании проявлений мезомасштабных течений на РСА изображениях морской поверхности в С-диапазоне в условиях умеренных ветров.

Показано, что вклад обратного рассеяния на обрушениях волн в полную УЭПР морской поверхности на фоновых участках РЛИ является сопоставимым с брэгговским рассеянием, а на участках изображений с проявлениями течений вклад этого механизма является доминирующим.

Анализ фоновых характеристик 4-поляризационных РСА изображений подтвердил, что (i) поляризационное отношение (PR) существенно отличается от предсказаний 2-масштабной брэгговской модели и показывает значительный вклад компоненты рассеяния, независимой от поляризации (NP), на участках морской поверхности с обрушениями волн; (ii) отношение (CP/PD) РЛ сигнала на перекрестной поляризации, CP, к поляризационной разности, PD, также существенно отличается от предсказаний брэгговской модели и показывает значительное влияние обрушений волн на обратное рассеяние РЛ сигнала на перекрестной поляризации; (iii) ветровая зависимость компонент УЭПР PD и NP, полученная по локальным РСА измерениям в Белом море, хорошо согласуется с данными глобальных РЛ измерений спутника ENVISAT, обобщенными в работе [Mouche et al., 2012].

Показано, что РЛ контрасты проявлений внутренних волн в поле NP значительно выше их значений в поле PD, свидетельствуя о том, что модуляция обрушений волн внутренними волнами является ключевым механизмом проявления ВВ в РСА изображениях. Наблюдаемые в поле PD модуляции спектра брэгговских волн внутренними волнами, по-видимому, связаны с механическим воздействием обрушений волн на морскую поверхность и генерацией паразитной брэгговской ряби. При этом, короткие брэгговские волны, имеющие малый масштаб релаксации, сами по себе не испытывают прямого воздействия внутренних волн.

Показано, что проявление структурного фронта наблюдается во всех комбинациях РСА измерений за исключением поля PR. Проявление фронта объясняется ослаблением ветровых напряжений при изменении режима стратификации АПС над холодным фронтом. Изменений скорости ветра над фронтом не видно в поле PR, поскольку поляризационное отношение имеет слабую ветровую зависимость.

В поле PR граница термического фронта очерчена яркой полосой, связанной с интенсификацией обрушений волн в зоне конвергенции течений. Эта особенность также отчетливо видна в поле NP. Поскольку поле PD «нечувствительно» к поверхностным течениям и в первую очередь отражает ветровую изменчивость, яркой полосы на границе фронта в нем не видно.

На основе метода декомпозиции 2-поляризационных РСА изображений показана возможность идентификации динамических процессов в морской среде на фоне пространственно-неоднородного поля ветра. Высокая чувствительность сигналов PD и NP к скорости ветра и относительная «нечувствительность» сигнала PD к полю течений позволяют исключить ветровые эффекты из поля NP, оставив только модуляции обрушений волн, связанные с полем поверхностных течений. Представляется, что предложенный подход может быть эффективно

использован для наблюдения океанических фронтов, где влияние обрушений волн на обратное рассеяние является первостепенным.

Проведенный анализ на количественном уровне показал относительный вклад обрушений волн в обратное рассеяние РЛ сигнала на перекрестной поляризации (CP). Поле CP обладает сильным сходством с полем NP. Этот факт позволит использовать предложенный метод для разделения ветра и течений по PCA изображениям недавно запущенного спутника SENTINEL-1, осуществляющего PCA съемку одновременно в режимах смежной и перекрестной поляризаций (BB+BG или GG+GB), а также для определения связанных с течениями доплеровских сдвигов [Chapron et al., 2005; Johannessen et al., 2008].

Заключение

В работе проведено исследование основных закономерностей проявления внутренних волн и фронтальных разделов в море и определение их количественных характеристик по данным РСА измерений. Основные результаты работы заключаются в следующем:

- Разработана оригинальная методика и ПМО для определения параметров внутренних волн по спутниковым РСА изображениям.
- На основе анализа массива РСА изображений предложена полуэмпирическая модель, связывающая величины РЛ контрастов ВВ с безразмерным параметром, включающим скорость ветра и полуширину солитона. РЛ контрасты уменьшаются с увеличением ветра и масштаба ВВ. РЛ контрасты ВВ обладают также явной зависимостью от азимута наблюдений, – они максимальны, когда направление ветра перпендикулярно направлению антенны, а внутренние волны сонаправлены ветру.
- Проведена оценка «массосодержания» верхнего слоя Баренцева моря и его внутрисезонной изменчивости на основе РСА наблюдений кинематики пакетов КВВ и показано, что максимальный перепад плотности в пикноклине наблюдается в первой половине сентября, что согласуется с общими представлениями об изменчивости вертикальной структуры вод в рассматриваемом районе;
- Впервые на основе анализа массива спутниковых РСА наблюдений

проведено районирование короткопериодных внутренних волн в Баренцевом и Карском морях и показано, что основные зоны генерации и распространения внутренних волн в Баренцевом море находятся вблизи арх. Земля Франца-Иосифа, о. Белый, к северо-востоку от арх. Шпицберген и к западу от прол. Карские Ворота; в Карском море – восточнее прол. Карские Ворота, над юго-восточной частью Новоземельской впадины и северо-восточнее м. Желания.

- На основе совместных РСА и ИК наблюдений фронта прибрежного апвеллинга в Балтийском море показано, что проявление фронта апвеллинга в РСА изображениях обусловлено изменениями режима стратификации атмосферного погранслоя и гашением ветровой ряби пленками ПАВ в зонах конвергенции поверхностных течений. Построена полуэмпирическая модель, связывающая величину РЛ контраста фронта с безразмерным параметром стратификации, основанным на измеряемом перепаде ТПМ через фронт и скорости ветра.
- На основе анализа ко-поляризационных РСА изображений установлено, что определяющим механизмом проявления поверхностных течений в РСА изображениях является рассеяние радиоволн на обрушениях ветровых волн, которые сильно модулируются при взаимодействии ветровых волн и течений; роль брэгговского рассеяния в формировании РЛ контрастов незначительна.
- На основе метода декомпозиции 4-поляризационных РСА измерений показана возможность идентификации поверхностных течений, внутренних волн и фронтальных разделов на фоне пространственно-неоднородного поля ветра.

Список литературы

Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Бельчанский Г.И., Гребенюк Ю.В. Радиолокационная съемка и численное моделирование внутренних приливных волн в шельфовой зоне // Исследование Земли из Космоса. 2006. №2. С. 51–63.

Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Морозов Е.Г. Регистрация из космоса и моделирование коротких внутренних волн в прибрежных зонах океана // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 543–548.

Бычкова И.А., Викторов С.В. Выявление и систематизация апвеллингов Балтийского моря на основе спутниковых данных // Океанология. 1987. Т. 27. №2. С.218–223.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

Дикинис А.В., Иванов А.Ю., Мальцева И.Г. и др. Дешифрирование внутренних волн на радиолокационных изображениях КА «Алмаз-1» с привлечением гидрометеорологических и гидрографических данных // Исследование Земли из космоса. 1996. №5. С. 47–59.

Дикинис А.В., Иванов А.Ю., Карлин Л.Н. и др. Атлас аннотированных радиолокационных изображений морской поверхности, полученных космическим аппаратом «АЛМАЗ-1» / Под ред. Л. Н. Карлина. М.:Геос, 1999. 119 с.

Дубина В.А., Митник Л.М. Внутренние волны в Японском море: пространственно-временное распределение и характеристики по данным спутникового дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2007. №. 3. С. 37–46.

Журбас В.М., Стипа Т., Малки П., Пака В.Т., Кузьмина Н.П., Складов В.Е. Мезомасштабная изменчивость апвеллинга в юго-восточной Балтике: ИК-изображения и численное моделирование // Океанология. 2004. Т. 44. №5. С.660–669.

Зимин А.В. Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натурных наблюдений // Океанология. 2012. Т. 52. №1. С. 16–25.

Зимин А.В., Романенков Д.А., Козлов И.Е., Шапрон Б., Родионов А.А., Атаджанова О.А., Мясоедов А.Г., Коллар Ф. Короткопериодные внутренние волны в Белом море: оперативный подспутниковый эксперимент летом 2012 года // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 1–14.

Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Сандвен С. Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 86. С. 60–69.

Козубская Г.И., Коняев К.В., Плюдеман А., Сабинин К.Д. Внутренние волны на склоне желоба острова Медвежий по данным эксперимента Полярный фронт Баренцева моря (BSPF-92) // Океанология. 1999. Т. 39. №2. С. 165–173.

Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.

Коняев К.В. Внутренний прилив на критической широте // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 3. С. 396–408.

Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В., Родин А.В. Проявления температурных фронтов в радиолокационных изображениях океана // Исследование Земли из космоса. 1999. №6. С.16–26.

Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // Исследование Земли из космоса. 2009. №6. С. 49–55.

Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Исследование особенностей генерации и распространения внутренних волн в бесприливных морях по данным спутниковой радиолокации // Доклады РАН. 2011а. Т. 436. № 3. С. 407–411.

Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. Спутниковые наблюдения поверхностных проявлений внутренних волн в Каспийском море // Исследование Земли из космоса. 2011б. № 2. С. 40–48.

Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 375 с.

Морозов Е.Г., Нейман В.Г., Щербинин А.Д. Внутренний прилив в проливе Карские Ворота // Доклады РАН. 2003. Т.393. № 5. С. 688–690.

Морозов Е.Г., Писарев С.В. Внутренний прилив в арктических широтах (численные эксперименты) // Океанология. 2002. Т. 42. №2. С. 165–173.

Морозов Е.Г., Пака В.Т. Внутренние волны в высокоширотном бассейне // Океанология. 2010. Т. 50. №5. С. 1–7.

Мясоедов А.Г., Козлов И.Е. INTERWAVE: Определение характеристик океанских внутренних волн по их проявлениям в спутниковых радиолокационных снимках морской поверхности. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2012660637 от 26.11.2012.

Сабинин К.Д., Серебряный А.Н., Назаров А.А. Интенсивные внутренние волны в Мировом океане // Океанология. 2004. Т. 44. №6. С. 805–810.

Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. “Горячие точки” в поле внутренних волн в океане // Акустический журнал. 2007. Т. 53. № 3. С. 410–436.

Сабинин К.Д., Становой В.В. Интенсивные полусуточные внутренние волны в Карском море // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 265–279.

Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Коростелев В.Г. Результаты натурных измерений параметров поверхностных и внутренних волн в Северном Ледовитом океане и Охотском море // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 310–320.

Становой В.В., Шмельков Б.С. Короткопериодные внутренние волны в Карском море // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 280–298.

Пантюлин А.Н. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Том II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Под ред. Лисицына А.П. М.: Научный мир, 2012. С. 309–378.

Пелиновский Е.Н., Полухин Н.В., Талипова Т.Г. Моделирование характеристик поля внутренних волн в Северном Ледовитом океане // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 235–265.

Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2002. 360 с.

Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.

Филатов Н.Н., Тержевик А.Ю. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов. Петрозаводск: КарНИЦ РАН, 2007. 335 с.

Alpers W., Salusti E. Scylla and Charybdis observed from space // Journal of Geophysical Research. 1983. Vol. 88. № C3. P. 1800–1808.

Alpers W., Hennings I. A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar // Journal of Geophysical Research. 1984. Vol. 198489. № C6. P. 10529–10546.

Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // Nature. 1985. Vol. 314. № 6008. P. 245–247.

Alpers W., Huehnerfuss H. Radar signatures of oil films floating on the sea surface and the Marangoni effect // Journal of Geophysical Research. 1988. Vol. 93. № C4. P. 3642–3648.

Apel J.R., Holbrook J.R., Liu A.K., Tsai J.J. The Sulu Sea internal soliton experiment // Journal of Physical Oceanography. 1985. Vol.15. № 12. P. 1625–1651.

Araújo I.B., Silva J.C.B., Ermakov S.A., Robinson I.S. On the role of wind direction in ERS SAR signatures of internal waves on the Iberian Shelf // Journal of Atmospheric & Ocean Science. 2002. Vol. 8. № 4. P. 269–281.

Askari F., Geernaert G.L., Keller W.C., Raman S. Radar imaging of thermal fronts // International Journal of Remote Sensing. 1993. Vol. 14. № 2. P. 275–294.

Spaceborne SAR for Oceanography / Editors Beal R.C., Katz I., DeLeonibus P. Baltimore. The Johns Hopkins University Press, 1981. 215 p.

Beal R., Kudryavtsev V., Thompson D., Grodsky S., Tilley D., Dulov V., Graber H. The influence of the marine atmospheric boundary layer on ERS-1 synthetic aperture radar imagery of the Gulf Stream // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. № C3. P. 5799–5814.

Brandt P., Romeiser R., Rubino A. On the determination of characteristics of the interior ocean dynamics from radar signatures of internal solitary waves // Journal of Geophysical Research. 1999. Vol. 104. № C12. P. 30039–30045.

Brown O.B., Minnett P.J. MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm. Technical Report ATBD25. Miami, University of Miami, 1999. FL 33149–1098.

Brown R. On two layer models and the similarity functions for the PBL // *Boundary-Layer Meteorology*. 1982. Vol. 24. P. 451–463.

Chapron B., Collard F., Ardhuin F. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // *Journal of Geophysical Research*. 2005. Vol. 110. № C07008. URL: <http://doi:10.1029/2004JC002809>.

Chubb S., Cooper A., Jansen R., Fusina R., Lee J. Radar backscatter from breaking waves in Gulf Stream current convergence fronts // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1999. Vol. 17. № 4. P. 1951–1965.

Clemente-Colon P., Yan X.-H. Low backscatter features in SAR imagery. *JHU APL Technical Digest*. 2000. Vol. 21. № 1. P. 116–121.

Cooper A.L., Chubb S.R., Askari F., Valenzuela G.R., Bennett J. R., Keller W.C. Radar surface signatures for the two-dimensional tidal circulation over Phelps Bank, Nantucket shoals: A comparison between theory and experiment // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99. № C4. P. 7865–7883.

da Silva J., Ermakov S., Robinson I., Jeans D., Kijashko S. Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf: 1. Short-period internal waves // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. № C4. P. 8009–8031.

da Silva J.C.B., New A.L., Magalhães J.M. On the structure and propagation of internal solitary waves generated at the Mascarene Plateau in the Indian Ocean // *Deep-Sea Research Part I*. 2011. Vol. 58. P. 229–240.

Espedal H.A., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Dano E., Lyzenga D.R., Knulst J.C. COASTWATCH'95: ERS 1,2 SAR detection of natural film on the ocean surface // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. № C11. P. 24969–24982.

Fu L.L., Holt B. Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar. *Jet Propulsion Laboratory Publication 81-120*. Pasadena, 1982. 200 p.

Fu L.L., Holt B. Internal waves in the Gulf of California: observations from a spaceborne radar // *Journal of Geophysical Research*. 1984. Vol. 89. № C2. P. 2053–2060.

Gade M., Alpers W., Huehnerfuss H., Masuko H., Kobayashi T. Imaging of biogenic and anthropogenic ocean surface films by the multifrequency/multipolarization SIR-C/X-SAR // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. № C9. P. 18851–18866.

Gargett A.E., Hughes B.A. On the interaction of surface and internal waves // *Journal of Fluid Mechanics*. 1972. Vol. 52. № 1. P. 179–191.

Hwang P.A., Plant W.J. An analysis of the effects of swell and surface roughness spectra on microwave backscatter from the ocean // *Journal of Geophysical Research*. 2010. Vol. 115. № C04014. URL: <http://doi:10.1029/2009JC005558>.

Hwang P.A., Zhang B., Perrie W. Depolarized radar return for breaking wave measurement and hurricane wind retrieval // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37. URL: <http://doi:10.1029/2009GL041780>.

Isern-Fontanet J., Lapeyre G., Klein P., Chapron B., Hecht M.W. Three-dimensional reconstruction of oceanic mesoscale currents from surface information // *Journal of Geophysical Research*. 2008. Vol. 113. № C09005. URL: <http://doi:10.1029/2007JC004692>.

Jackson C. R. An atlas of internal solitary-like waves and their properties. Alexandria: Global Ocean Associates, 2004. 560 p.

Jackson C.R. Internal wave detection using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) // *Journal of Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. № C11012. URL: <http://doi:10.1029/2007JC004220>.

Jackson C.R., da Silva J.C.B., Jeans G. The generation of nonlinear internal waves // *Oceanography*. 2012. Vol. 25. № 2. P. 108–123.

Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophysical*

Research Letters. 2012. Vol. 39. № L12609.
URL:<http://doi:10.1029/2012GL052219>.

Jansen R.W., Shen C.Y., Chubb S.R., Cooper A.L., Evans T.E. Subsurface, surface, and radar modelling of a Gulf Stream current convergence // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103 № C9. P. 18723–18743.

Johannessen J.A., Shuchman R.A., Johannessen O.M. Synthetic aperture radar imaging of upper ocean circulation features and wind fronts // *Journal of Geophysical Research*. 1991. Vol. 96. № C6. P. 10411–10422.

Johannessen J.A., Shuchman R.A., Digranes G., Lyzenga D.R., Wackermann C., Johannessen O.M., Vachon P.W. Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS-1 synthetic aperture radar // *Journal of Geophysical Research*. 1996. Vol. 101. № C3. P. 6651–6667.

Johannessen J. A. Coastal observing systems: the role of synthetic aperture radar // *JHU APL Technical Digest*. 2000. Vol. 21. № 1. P. 1–14.

Johannessen J.A., Kudryavtsev V., Akimov D., Eldevik T., Winther N., Chapron B. On radar imaging of current features. Part 2: Mesoscale eddy and current front detection // *Journal of Geophysical Research*. 2005. Vol. 110. № C07017. URL:<http://doi:10.1029/2004JC002802>.

Johannessen J., Chapron B., Collard F., Kudryavtsev V., Mouche A., Akimov D., Dagestad K.-F. Direct ocean surface velocity measurements from space: Improved quantitative interpretation of Envisat ASAR observations // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. № 22. URL:<http://doi:10.1029/2008GL035709>.

Kagan B., Sofina E. Surface and internal semidiurnal tides and tidally induced diapycnal diffusion in the Barents Sea: a numerical study // *Continental Shelf Research*. 2014. Vol. 91. P. 158–170.

Klein P., Hua B. The mesoscale variability of the sea surface temperature: An analytical and numerical model // *Journal of Marine Research*. 1990. Vol. 48. P. 729–763.

Kozlov I. SAR signatures of oceanic internal waves in the Barents Sea // Proceedings of 2nd SAR Oceanography Workshop (SeaSAR 2008). ESA Publications Division. The Netherlands, 2008. ESA SP-656. 7 p.

Kozlov I.E., Kudryavtsev V.N., Johannessen J.A., Chapron B., Dailidienė I., Myasoedov A.G. ASAR imaging for coastal upwelling in the Baltic Sea // Journal of Advances in Space Research. 2012. Vol. 50. P. 1125–1137.

Kozlov I., Dailidienė I., Korosov A., Klemas V., Mingėlaitė T. MODIS-based sea surface temperature of the Baltic Sea Curonian Lagoon // Journal of Marine Systems. 2014. Vol. 129. P. 157–165.

Kozlov I., Romanenkov D., Zimin A., Chapron B. SAR observing large-scale nonlinear internal waves in the White Sea // Remote Sensing of Environment. 2014. Vol. 147. P. 99–107.

Korteweg D.J., de Vries G. On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves // Philosophical Magazine Series 5. 1895. Vol. 39. P. 422–443.

Kreżel A., Ostrowski M., Szymelfenig M. Sea surface temperature distribution during upwelling along the Polish Baltic coast // Oceanologia. 2005. Vol. 47. № 4. P. 415–432.

Kudryavtsev V.N., Grodsky S.A., Dulov V.A., Malinovsky V.V. Observations of atmospheric boundary layer evolution above the Gulf Stream frontal zone // Boundary-Layer Meteorology. 1996. Vol. 79. P. 51–82.

Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. Background model // Journal of Geophysical Research. 2003. Vol. 108. P. FET 2–1–FET 2–24.

Kudryavtsev V., Johannessen J. On effect of wave breaking on short wind waves // Geophysical Research Letters. 2004. Vol. 30. № L20310. URL:<http://doi:10.1029/2409GL020919>.

Kudryavtsev V., Akimov D., Johannessen J., Chapron B. On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations // *Journal of Geophysical Research*. 2005. Vol. 110. № C07016. P. 1–27.

Kudryavtsev V., Myasoedov A., Chapron B., Johannessen J., Collard F. Imaging meso-scale upper ocean dynamics using SAR and optical data // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. № C04029. URL:<http://doi.org/10.1029/2011JC007492>.

Kudryavtsev V., Chapron B., Myasoedov A., Collard F., Johannessen J. On dual co-polarized SAR measurements of the Ocean surface // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2013. Vol. 10. № 4. P. 761–765.

Lehmann A., Myrberg K. Upwelling in the Baltic Sea – a review // *Journal of Marine Systems*. 2008. Vol. 74. P. S3–S12.

Liu B., Yang H., Zhao Z., Li X. Internal solitary wave propagation observed by tandem satellites // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41. P. 2077–2085.

Lyzenga D.R., Bennett J.R. Full-spectrum modeling of synthetic aperture radar internal wave signature // *Journal of Geophysical Research*. 1988. Vol. 93. № C10. P. 12345–12354.

Lyzenga D.R. Effects of wave breaking on SAR signatures observed near the edge of the Gulf Stream // *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. IEEE International, 1996. P. 908–910.

Marmorino G.O., Jansen R.W., Valenzuela G.R., Trump C.L., Lee J.S., Kaiser J.A.C. Gulf Stream surface convergence imaged by synthetic aperture radar // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99. P. 18315–18328.

McWilliams J.C., Colas F., Molemaker M.J. Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. № L18602. URL:<http://doi.org/10.1029/2009GL039402>.

Morozov E.G., Parrilla-Barrera G., Velarde M.G., Scherbinin A.D. The Straits of Gibraltar and Kara Gates: A comparison of internal tides // *Oceanologica Acta*. 2003. Vol. 26. № 3. P. 231–241.

Morozov E.G., Paka V.T., Bakhanov V.V. Strong internal tides in the Kara Gates Strait // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. № L16603. URL:<http://doi:10.1029/2008GL033804>.

Mouche A., Hauser D., Kudryavtsev V. Radar scattering of the ocean surface and sea-roughness properties: a combined analysis from dual-polarizations airborne radar observations and models in C-Band // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111. № C09004. URL:<http://doi:10.1029/2005JC003166>.

Mouche A.A., Collard F., Chapron B., Dagestad K.-F., Guitton G., Johannessen J.A., Kerbaol V., Hansen M.W. On the use of Doppler shift for sea surface wind retrieval from SAR // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012. Vol. 50. № 7. P. 2901–2909.

Phillips, O. M. The dynamics of the upper ocean. Cambridge University Press. New York, 1977. 269 p.

Phillips O.M. Radar returns from the sea surface—Bragg scattering and breaking waves // *Journal of Physical Oceanography*. 1988. Vol. 18. № 8. P. 1065–1074.

Plant W.J. Bragg scattering of electromagnetic waves from the air/sea interface // *Surface Waves and Fluxes* / Eds. Geernaert G.L., Plant W.J. Vol. 2. Kluwer Academic. Norwell, 1990. P. 41–108.

Quilfen Y., Chapron B., Bentamy A., Goussier J., El Fouhaily T., Vandemark D. Global ERS 1 and 2 and NSCAT observations: Upwind/crosswind and upwind/downwind measurements // *Journal of Geophysical Research*. 1999. Vol. 104. № C5. P. 11459–11469.

RADARSAT-2 Product Format Definition. MacDonald, Dettwiler and Associates Limited. Technical Document. RN-RP-51-2713. Canada, Richmond, 2013.

Rascle N., Chapron B., Ponte A., Ardhuin F., Klein P. Surface roughness imaging of currents shows divergence and strain in the wind direction // *Journal of Physical Oceanography*. 2014. Vol. 44. № 8. P. 2153–2163.

Romeiser R., Alpers W. An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface. 2. Model response to surface roughness variations and the radar imaging of underwater bottom topography // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102. № C11. P. 25251–25267.

Siegel H., Gerth M., Tschersich G. Sea surface temperature development of the Baltic Sea in the period 1990-2004 // *Oceanologia*. 2006. Vol. 48(S). P. 119–131.

Small J., Sawyer N.C., Scott J.C. The evolution of an internal bore at the Malin shelf break // *Annales Geophysicae*. 1999. Vol. 17. P. 547–565.

Smith S.D. Coefficients for the sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature // *Journal of Geophysical Research*. 1988. Vol. 93. № C12. P. 15467–15472.

Stewart R.W. The air – sea momentum exchange // *Boundary-Layer Meteorology*. 1974. Vol. 6. P. 151–167.

Stoffelen A., Anderson D. Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4 // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102. № C3. P. 5767–5780.

Susanto R.D., Mitnik L.M., Zheng Q. Ocean internal waves observed in the Lombok Strait // *Oceanography*. 2005. Vol. 18. № 4. P. 80–87.

Suursaar U., Aps R. Spatio-temporal variations in hydro-physical and -chemical parameters during a major upwelling event off the southern coast of the Gulf of Finland in summer // *Oceanologia*. 2007. Vol. 49. № 2. P. 209–228.

Thompson D.R. Calculation of radar backscatter modulations from internal waves // *Journal of Geophysical Research*. 1988. Vol. 93. № C10. P. 12371–12380.

Uibopin R., Laanemets J. Upwelling characteristics derived from satellite sea surface temperature data in the Gulf of Finland, Baltic Sea // *Boreal Environment Research*. 2009. Vol. 14. P. 297–304.

Valenzuela G.R. Theories for the interactions of electromagnetic and oceanic water – A review // *Boundary-Layer Meteorology*. 1978. Vol. 13. P. 61–85.

Vandemark D., Chapron B., Sun J., Crescenti G.H., Graber H.C. Ocean wave slope observations using radar backscatter and laser altimeters // *Journal of Physical Oceanography*. 2004. Vol. 34. P. 2825–2842.

Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., Sabinin K. Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude // *Deep Sea Research Part I*. 2003. Vol. 50. №2. P. 317–338.

Voronovich A.G., Zavorotny V.U. Depolarization of microwave backscattering from a rough sea surface: Modeling with small-slope approximation // *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. IEEE International, 2011. P. 2033–2036.

Voronovich A.G., Zavorotny V.U. Full-polarization modeling of monostatic and bistatic radar scattering from a rough sea surface // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 2014. Vol. 62. № 3. P. 1363–1371.

Weissmann D.E., Thompson T.W., Legeckis R. Modulation of sea surface radar cross section by surface stress: wind speed and temperature effects across the Gulf Stream // *Journal of Geophysical Research*. 1980. Vol. 85. № C9. P. 5032–5042.

Zeng K., Alpers W. Generation of internal solitary waves in the Sulu Sea and their refraction by bottom topography studied by ERS SAR imagery and a numerical model // *International Journal of Remote Sensing*. 2004. Vol. 25(7-8). P. 1277–1281.

Zhao Z., Klemas V., Zheng Q., Li X., Yan X.-H. Estimating parameters of a two-layer stratified ocean from polarity conversion of internal solitary waves observed in satellite SAR images // *Remote Sensing of Environment*. 2004a. Vol. 92. P. 276–287.

Zhao Z., Klemas V., Zheng Q., Yan X.-H. Remote sensing evidence for baroclinic tide origin of internal solitary waves in the northeastern South China

Sea // Geophysical Research Letters. 2004b. Vol. 31. № L06302.
URL:<http://doi:10.1029/2003GL019077>.

Zhang B., Perrie W., Li X., Pichel W.G. Mapping sea surface oil slicks using Radarsat-2 quad-polarization SAR image // Geophysical Research Letters. 2011. Vol. 38. № L10602. URL:<http://doi:10.1029/2011GL047013>.