

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи
УДК 551.465:621.396.969:551.46.09

МЯСОЕДОВ АЛЕКСАНДР GERMAHOBIЧ

**СОЛНЕЧНЫЙ БЛИК КАК «ИНСТРУМЕНТ» ИССЛЕДОВАНИЯ
ОКЕАНА ИЗ КОСМОСА**

Специальность 25.00.28 — океанология

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук
Кудрявцев В. Н.

СПб – 2014

Содержание

Введение	4
1 Солнечный блик как “инструмент” исследования Океана из Космоса	11
1.1 Общие представления	11
1.2 Оптические исследования Океана из Космоса	15
1.2.1 Солнечный блик как источник информации о поверхностных явлениях	17
1.3 Модель изображения морской поверхности в области солнечного блика	19
1.3.1 Основные соотношения	19
1.3.2 Связь вариаций яркости с вариациями СКН	21
1.3.3 Восстановления СКН по полям яркости	23
1.3.4 Пример восстановления СКН модельного блика	26
1.4 Применение метода к анализу данных MODIS и MERIS	28
1.5 Программа восстановления СКН по полям яркости	31
1.5.1 Среда и языки программирования	31
1.5.2 Данные MODIS и MERIS, используемые в примере	31
1.5.3 Процедура восстановления СКН по спутниковым оптическим изображениям	32
1.6 Выводы по главе	45
2 Оптические и радиолокационные исследования нефтяных slickов	47
2.1 Нефтяные плёнки природного происхождения	49
2.2 Катастрофические нефтяные загрязнения	51
2.3 Контрасты СКН и УЭПР нефтяных slickов	61
2.4 Выводы по главе	67
3 Исследование суб- и мезомасштабной динамики Океана по оптическим и радиолокационным изображениям	69

3.1	Внутренние волны	70
3.2	Мезомасштабные течения	75
3.2.1	Наблюдения	75
3.2.2	Процедура реконструкции квазигеострофической и агеострофической циркуляции по ТПО	78
3.2.3	Особенности мезомасштабных течений, восстановленные по ТПО, и их связь с аномалиями РСА сигнала и СКН	81
3.3	Интерпретация данных наблюдений на основе модельных представлений	86
3.3.1	Результаты интерпретации данных	86
3.4	Выводы по главе	91
	Заключение	93
	Список рисунков	96
	Список таблиц	99
	Литература	100
A	Основные соотношения модели RIM	111
A.1	Приближённое решение задачи о трансформации волн	114
A.2	Трансформация СКН и обрушений волн	117

Введение

Современную научно-исследовательскую деятельность в области океанологии и метеорологии, которые плохо обеспечены контактными данными, уже невозможно представить без использования данных спутниковых наблюдений. Существующие методы обработки и анализа спутниковых измерений обеспечивают получение данных об «огромном» наборе параметров, характеризующих систему «атмосфера – земля – океан», которые в настоящее время широко используются в задачах мониторинга и прогноза окружающей среды. В настоящее время ряд спутниковых геофизических продуктов находится в открытом доступе. В приложении к океанографическим исследованиям, спутниковые данные могут быть получены, например, из центра данных Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) – американский центр НАСА (<http://podaac.jpl.nasa.gov/>), Centre ERS d'Archivage et de Traitement – (CERSAT) – французский центр данных института IFREMER (<http://cersat.ifremer.fr/>); информационный портал спутниковых данных РГГМУ (SATIN - <http://satin.rshu.ru/>).

В то же время, перспективы развития исследований Земли из Космоса неизбежно требуют создания новых подходов и методов обработки, анализа и использования спутниковой информации. Оптические методы исследования Земли являются наиболее развитыми и широко используемыми в оперативной практике. В настоящее время на орбите Земли находится большое количество сканеров, работающих в оптическом диапазоне (например, сканеры MODIS на спутниках Terra и Aqua, радиометры AVHRR на серии спутников NOAA). Одно из основных применений данных оптических сканеров, - изучение «цвета» Океана (содержание фитопланктона и минеральной взвеси, биогеохимические характеристики), а также температуры его поверхности.

При изучение оптических характеристик Океана, солнечная радиация, отраженная от морской поверхности, является шумом по отношению к радиации рассеянной в верхнем слое Океана. В областях солнечного блика отражённая радиация составляет

значительную часть регистрируемого излучения, что исключает возможность применения алгоритмов восстановления «цвета» Океана. Существование солнечного блика приводит к тому, что огромная часть спутниковых сканерных данных (до 30%) не может быть использована в классических океанографических приложениях. Области, где восстановление параметров цвета Океана по спутниковым данным невозможно, маскируется для конечного пользователя и, таким образом, «выбрасывается в мусорный ящик».

Повышение информативности данных измерений спутниковыми сканерами определяет **актуальность** данного исследования. Основная идея состоит в том, что отраженная солнечная радиация несёт информацию о характеристиках «шероховатости» поверхности Океана. В этом случае данные оптических сканеров могут быть использованы для исследования статистических характеристик ветрового волнения и их вариаций, вызванных различными океаническими процессами. Актуальность данного исследования определяется так же необходимостью разработки нового метода, позволяющего использовать отбрасываемые ранее данные оптических сканеров для исследования проявления различных динамических процессов на поверхности Океана. Предлагаемый подход, совместно с существующими радиолокационными (РЛ) методами наблюдения поверхности Океана, открывает новые возможности для мониторинга океанических явлений из Космоса по их поверхностным проявлениям.

Основной целью работы является разработка метода исследования поверхности Океана по спутниковым изображениям солнечного блика, и применение этого метода для исследования нефтяных загрязнений и поверхностных проявлений динамических процессов в Океане.

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие **задачи**:

1. разработать метод восстановления пространственных вариаций среднеквадратичного наклона (СКН) морской поверхности по полю яркости солнечного блика;
2. применить разработанный метод для анализа данных спутниковых оптических сканеров MODIS и MERIS;
3. исследовать поверхностные проявления биологических и нефтяных slickов в солнечном блике и в поле СКН морской поверхности, а также исследовать подобию и отличия аномалий «шероховатости» морской поверхности в слайдах, измеряемых оптическими и радиолокационными методами;

4. исследовать особенности проявления внутренних волн и мезомасштабных течений на морской поверхности по изображениям солнечного блика;
5. исследовать связь аномалий характеристик «шероховатости» морской поверхности с параметрами мезомасштабных течений на основе синергетического анализа оптических и радиолокационных изображений;
6. разработать специализированное программно-математическое обеспечение, сопровождающее разработанные методы.

Научная новизна работы состоит в следующем:

1. разработан новый метод восстановления пространственных вариаций СКН морской поверхности по изображениям солнечного блика, регистрируемого спутниковыми оптическими сканерами;
2. исследованы проявления нефтяных slicks в солнечном блике и в поле СКН морской поверхности. Показано что контрасты СКН в нефтяных slicks систематически ниже контрастов СКН в slicks биологического происхождения, эффективный коэффициент упругости тонкой нефтяной плёнки может быть задан как $E=15\text{мН/м}$;
3. продемонстрировано, что наблюдения Океана в солнечном блике могут являться эффективным инструментом исследования ВВ. Поверхностные проявления ВВ видны через модуляцию среднеквадратичного наклона морской поверхности. Усиление среднеквадратичного наклона (СКН) происходит в зонах конвергенции течения ВВ, а его подавление - в зонах дивергенции;
4. на основе совместного анализа оптических и радиолокационных изображений установлено, что мезомасштабные течения проявляются на морской поверхности в виде пространственных вариаций СКН и обрушений волн;
5. проявления мезомасштабных течений обусловлено в основном влиянием дивергенции течений на ветровые волны. Соответственно, аномалии состояния поверхности в виде увеличения/уменьшения ее СКН и интенсивности обрушений волн привязаны к зонам конвергенции/дивергенции течений, которые в свою очередь связаны с градиентами поля завихренности квази-геострофического течения.

Практическая и научная значимость работы.

Полученные научные результаты реализованы в виде алгоритмов и элементов программного обеспечения и использованы для обработки данных радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) и оптических изображений, а также восстановления статистических параметров поверхности Океана. Предложенные алгоритмы и методики были апробированы и внедрены в Международном центре по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (NIERSC), а также в Лаборатории Спутниковой Океанографии (ЛСО, на англ. SOLab) РГГМУ, в виде элементов спутникового информационного портала SATIN (от англ. SATellite Data Search and Manage INformation Portal), для поиска, получения, отображения, распространения и хранения данных дистанционного зондирования (<http://satin.rshu.ru/>), а также как элемент разрабатываемой синергетической платформы SYNTool (<http://syntool.solab.rshu.ru/>) ЛСО РГГМУ. В результате применения разработанных методов и алгоритмов, получена возможность использовать данные о яркости поверхности Океана внутри солнечного блика для исследования океанографических явлений по их поверхностным проявлениям, что, в свою очередь, позволило значительно расширить область применимости оптических сканеров. Показано что, применение синергетического подхода, основанного на совместном использовании РСА и оптических данных, позволяет лучше понять механизмы проявления океанических явлений на поверхности и выработать предложения по комбинации датчиков и спектральных каналов для повышения эффективности спутникового мониторинга морской среды.

Положениями, выносимыми на защиту, являются:

1. разработанный метод диагностики пространственных аномалий «шероховатости» поверхности Океана по спутниковым изображениям солнечного блика позволяет работать с различными оптическими спектрометрами благодаря использованию передаточной функции, которая напрямую зависит от наблюдаемых градиентов яркости солнечного блика, без априорного задания плотности распределения уклонов;
2. контрасты СКН в нефтяных сликах систематически ниже контрастов СКН в сликах биологического происхождения;
3. для одного и того же слика, сформированного тонкой нефтяной плёнкой, контрасты УЭПР примерно в 1.6 раза сильнее контрастов СКН;

4. поверхностные проявления ВВ и мезомасштабных течений отчётливо проявляются в модуляциях уклонов морской поверхности в результате усиления среднеквадратичного наклона (СКН) в зонах конвергенции течения, и его подавления в зонах дивергенции;
5. аномалии характеристик ветрового волнения (СКН, обрушения) связаны с зонами дивергенции течений и пространственно привязаны к областям сильных градиентов завихренности полей квази-геострофических течений.

Апробация работы и публикации.

Результаты работы докладывались на различных отечественных и международных конференциях и семинарах, в частности на 7-ой всероссийской открытой конференции «Современные проблемы Дистанционного зондирования Земли из Космоса» (Москва, Россия, Ноябрь 2009); 3rd SeaSAR workshop “Advances in SAR Oceanography from ENVISAT, ERS and ESA third party missions” (Frascati, Italy, 25-29 January 2010); ESA Living Planet Symposium (Bergen, Norway, 28 June - 2 July 2010); 39th COSPAR Scientific Assembly (Mysore, India, 14-22 July 2012); 6th International Workshop on Science and Applications of SAR Polarimetry and Polarimetric Interferometry, POLinSAR 2013 (28 January - 1 February 2013, Frascati (Rome), Italy); Asia-Pacific Conference on Synthetic Aperture Radar "Overcoming the Hardships: Responding to Disasters with SAR (Tsukuba, Japan, 23-27 September 2013).

Результаты работы приведены в 6 статьях, опубликованных в научных журналах, входящих в перечень изданий, рекомендованных Президиумом Высшей аттестационной комиссии и в 4 патентах.

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 78 наименований, из них 73 на иностранных языках. Общий объём работы – 118 машинописных страниц, включая 44 рисунка.

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

В первой главе описывается метод восстановления пространственных вариаций среднеквадратичного наклона (СКН) морской поверхности по солнечному блику, регистрируемому оптическими сканерами из космоса. Разработанный метод применяется к анализу данных спутниковых оптических спектрометров MODIS и MERIS. Описываются разработанный алгоритм и программное обеспечение для восстановления СКН.

В разделе 1.1 описаны общие представления о физике рассеяния и распространения видимого излучения в морской среде.

В разделе 1.2 даётся обзор оптических методов исследования Океана из Космоса. В качестве примеров приводятся характеристики двух спектрометров MODIS и MERIS, данные которых использовались в работе.

В разделе 1.3 описывается метод восстановления пространственных вариаций среднеквадратичного наклона (СКН) морской поверхности по солнечному блику, регистрируемому оптическими сканерами из космоса.

В разделе 1.4 рассматриваются основные технические характеристики приборов MODIS и MERIS, а также особенности формирования спутниковых оптических изображений, полученных этими сканерами.

В разделе 1.5 описывается процедура и программа восстановления СКН по полям яркости спутниковых оптических изображений MODIS и MERIS. Приводится краткое описание языков программирования, использованных для реализации описанных алгоритмов.

Во второй главе метод, описанный в первой главе, применяется для исследования морской поверхности, покрытой нефтяными плёнками. Приводится совместный анализ полученных результатов с данными радиолокаторов с синтезированием апертуры (РСА), и раскрываются преимущества синергетического подхода в исследовании поверхностных сликов.

В разделе 2.1 разработанный метод восстановления контрастов СКН применен к анализу поверхностных проявлений разливов нефти природного происхождения (так называемые «грифоны») в Мексиканском заливе.

В разделах 2.2 и 2.3 проведён совместный анализ РЛ и оптических изображений катастрофического разлива нефти в результате взрыва на нефтяной платформе Дипво-тер Хорайзон (англ. Deepwater Horizon) в Мексиканском заливе 26 Апреля 2010г.

В третьей главе рассматриваются примеры исследования суб- и мезомасштабной динамики Океана по оптическим и радиолокационным изображениям. При взаимодействии волн и течений СКН морской поверхности может изменяться, следовательно появляется возможность идентификации течений по изображениям солнечного блика. Используется синергетический подход для исследования поверхностных проявлений мезомасштабных течений по оптическим (включая ИК-канал) и РСА изображениям Океана. Установлено, что аномалии «шероховатости» поверхности Океана, полученные по изображениям солнечного блика хорошо соотносятся с аномалиями на РСА изображениях. Поля аномалий «шероховатости» поверхности океана пространственно коррелируют с зонами дивергенции течений, расположенных в областях сильных градиентов температуры поверхности Океана (ТПО). Проводится анализ и интерпретация данных наблюдений на основе модельных представлений.

В разделе 3.1 разработанный алгоритм применяется к спутниковым оптическим изображениям внутренних волн (ВВ), – как простейшем типе течений.

В разделе 3.2 проводится синергетический анализ изображений MODIS и ASAR на примере района течения мыса Игольный), характеризующийся интенсивной мезомасштабной динамикой.

В разделе 3.3 дается интерпретация данных наблюдений на основе расчета по модели формирования РЛ-изображения RIM [1, 2].

Глава 1

Солнечный блик как “инструмент” исследования Океана из Космоса

Морозным днём 31 декабря 2008 года я плыл на пароме по Севастопольской бухте и уже в который раз наблюдал всем хорошо известное явление – солнечный блик (см. Рисунок 1.1). Те, кто живут у моря, настолько привыкли наблюдать блики на морской поверхности, что их это давно не удивляет. Те же, кто приехал отдохнуть, нежатся под лучами солнца и прикрываются солнцезащитными очками, чтобы бликующая поверхность не слепила глаза. И лишь некоторые вспоминают о бликах, когда играют с детьми или со своими питомцами, “пуская солнечных зайчиков“, отраженных от зеркала пудреницы. Но, несмотря на то, что явление это, казалось бы, довольно обыденное, оно далеко не полностью изучено и, уверен, о применении его будет написана ещё ни одна диссертация.

1.1 Общие представления

Спутниковое дистанционное зондирование (ДЗ) – это регистрация датчиком, установленным на искусственном спутнике, электромагнитного излучения, которое отражается или испускается поверхностью Земли [3]. При дистанционном зондировании океанов, морей и др. водных объектов одним из источников измеряемого излучения является солнечный свет, который проникает в толщу воды, частично поглощается ею, а также рассеивается и отражается, в том числе и в направлении удалённого датчика (см. Рисунок 1.2).

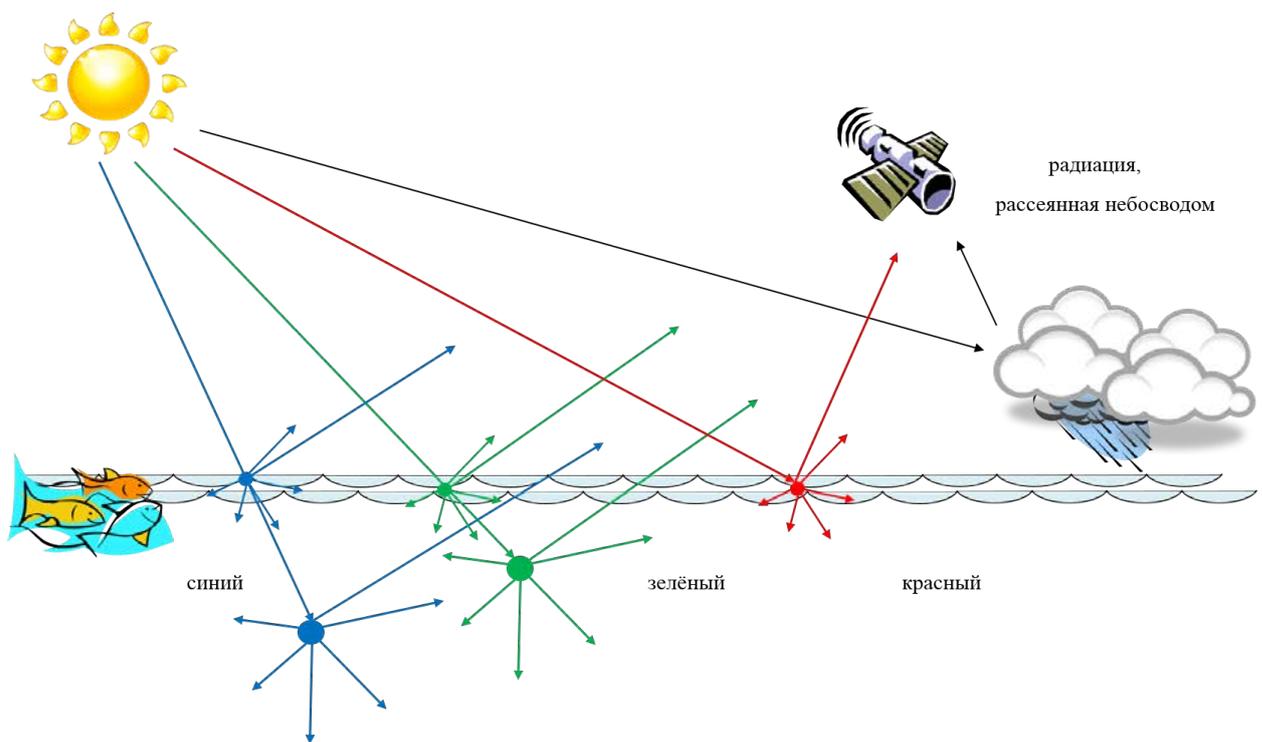


Солнечный блик в середине дня должен был быть виден как симметричное яркое пятно, но ветер, течения, слики и проходящие суда сформировали на морской поверхности множество уклонов, благодаря которым мы наблюдаем сложную картину зеркальных отражений – множество “солнечных зайчиков“, которые, сливаясь воедино, формируют неподражаемую картину

Рисунок 1.1 – Солнечный блик в Севастопольской бухте, 31 декабря 2008г.

Фотоны, попадающие в водную среду, взаимодействуют с молекулами воды, органическим веществом, растворенным в воде, клетками микроводорослей, взвешенными веществами (такими как минеральная взвесь, детрит) и планктонными организмами (такими как бактерио- и зоопланктон).

Большая часть солнечной энергии поглощается водой и превращается в тепло, но часть фотонов оказывается рассеянной, в том числе, и в направлении раздела вода-воздух. В результате фотон может покинуть водную среду и достигнуть удаленного датчика. Величина вероятности рассеяния зависит как от размера рассеивающего компонента и его комплексного показателя преломления, так и от энергии фотона. Спек-



Солнечный свет проникает в толщу воды, частично поглощается ею, а также рассеивается и отражается, в том числе и в направлении дистанционного датчика. Обратим внимание, что свет в красном канале поглощается в “тонком” поверхностном слое Океана [4], и, таким образом, не так чувствителен к “цвету” водного столба, а также не чувствителен к поверхностной температуре

Рисунок 1.2 – Схематическое изображение компонент солнечного излучения регистрируемого спутниковым датчиком

ральное распределение света, вышедшего из воды, зависит от положения Солнца, состояния облачности и природных свойств самой воды и веществ, в ней находящихся.

Восприятие цвета воды человеческим глазом определяется спектральным распределением света, восходящего из-под поверхности воды. Так чистые океанические воды имеют голубой цвет, а прибрежные воды могут быть зеленоватыми, бурыми или желтоватыми в зависимости от наличия в воде микроводорослей, неорганических взвесей и растворенных органических веществ [5].

Вышеизложенный принцип рассеяния радиации в верхнем слое Океана лежит в основе спутниковых оптических методов исследования оптических свойств воды (концентрации хлорофилла, взвешенного вещества и т.д.). Однако в области солнечного блика значительная часть попадающего в приёмник излучения является отражённой

от поверхности солнечной радиацией, энергия которой значительно превышает восходящую из толщи морской воды. В этом случае исследования оптических свойств воды невозможны. Как будет показано ниже, излучение, отражённое от морской поверхности содержит очень ценные сведения о шероховатости морской поверхности, которая, в свою очередь, несёт информацию о процессах, протекающих в верхнем слое Океана. Следовательно, исследования солнечного блика могут рассматриваться как потенциально важный и эффективный метод диагностирования Океана из Космоса.

1.2 Оптические исследования Океана из Космоса

Оптические методы – традиционные и широко используемые спутниковые методы исследования Океана. Некоторые характеристики наиболее часто используемых оптических спектрометров приводятся в Таблице 1.1. В работе использованы данные дистанционного зондирования, полученные в оптическом диапазоне двумя спектрометрами MODIS и MERIS (Таблицы 1.1, 1.2). В значительной мере специализированные под задачи дистанционного зондирования Мирового Океана, эти приборы установлены на искусственных спутниках Земли, летающих на околополярной орбите. Это обеспечивает возможность получать ежедневные данные по всей поверхности Земли. Работа спутников обеспечивается наземными службами, которые получают исходные данные со спутника по радиоканалу, проводят их первичную обработку и распространяют готовые данные зондирования через Интернет или адресно рассылают их на CD потребителям.

Одно из основных применений данных, полученных с помощью спутниковых оптических сканеров, – изучение оптических характеристик верхнего слоя Океана (цвет океанической воды, содержание фитопланктона и минеральной взвеси, биогеохимические характеристики), а также температуры его поверхности (см., например, [6, 7]).

В этом случае солнечная радиация, отраженная от морской поверхности, является шумом по отношению к радиации рассеянной в верхнем слое Океана. В областях солнечного блика отражённая радиация составляет значительную часть регистрируемого излучения, что, в свою очередь, порождает большие трудности при создании алгоритмов восстановления “цвета” Океана. Так, например, для маскирования пикселей изображений MERIS морской поверхности, содержащих яркости солнечного блика, создан специальный алгоритм, включённый в стандартные алгоритмы атмосферной коррекции продуктов MERIS [8].

На Рисунке 1.3, *а* приводится пример “глобальной” маски блика от 21 марта 2004 года для MODIS/Aqua, а на Рисунке 1.3, *б* для SeaWiFS. Из приведённых примеров видно, что огромная часть объёма данных на значительных акваториях не может быть использована, маскируется для конечного пользователя и, таким образом, “выбрасывается в мусорный ящик”.

Основной целью работы является разработка методов и алгоритмов, дающих возможность использовать данные о яркости океанической поверхности внутри солнечного

Датчик	SeaWiFS	MODIS	MERIS	AVHRR
Спутник	SeaStar	Aqua, Terra	ENVISAT	NOAA
Год запуска	1997	2000, 2001	2002	1987
Полоса обзора, км	2800	2300	1150	2580
Среднее спек- тральное разре- шение, нм	20	10	10	500
Спектральный диапазон, нм	412 – 865	405 – 14385	390 – 1040	590 – 12000
Количество ка- налов	8	36	15	5
Пространственное разрешение в надире, км	1.1	0.25 0.5 1.1	0.3 1.2	1.1

Таблица 1.1 – Основные характеристики некоторых спутниковых спектрометров

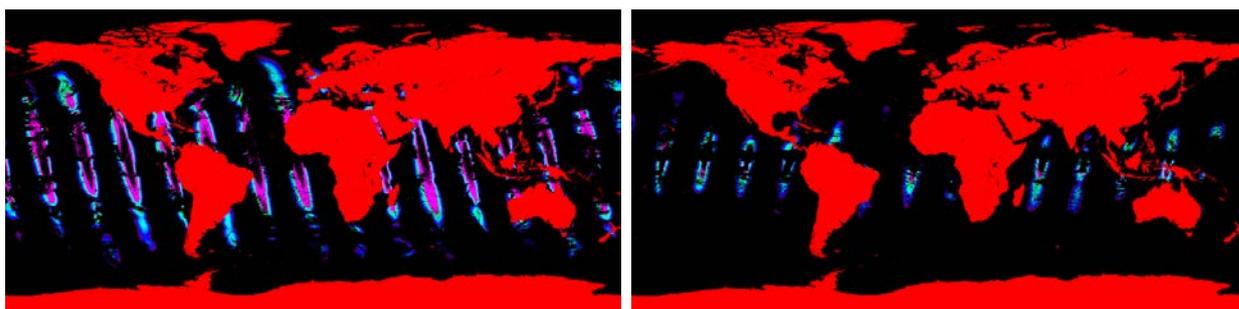
Номера каналов	Спектральный диапазон (мкм)	Пространств. разрешение (м)	Полоса обзора (км)	Повторяемость съемки од- ной террито- рии
1-2	0.62 - 0.88	250	2300	1-2 раза в сутки, в за- висимости от широты ме- ста съемки
3-7	0.46 - 2.16	500	2300	
8-19	0.41 - 0.97	1000	2300	
20-25	3.66 - 4.55	1000	2300	
26	1.36 - 1.39	1000	2300	
27-36	6.54 - 14.39	1000	2300	

Таблица 1.2 – Основные характеристики спектрометра MODIS

блика, для исследования океанографических явлений по их поверхностным проявлениям.

1.2.1 Солнечный блик как источник информации о поверхностных явлениях

Как было отмечено, основные океанографические приложения оптических спутниковых данных связаны с изучением цвета Океана. С одной стороны, отражённый от морской поверхности солнечный свет составляет основной вклад восходящей радиации и создаёт значительные трудности для разработчиков алгоритмов восстановления цвета Океана. Однако, в солнечном блике содержится ценная информация о статистических характеристиках шероховатости морской поверхности, её среднеквадратичном наклоне (СКН), асимметрии и эксцессе, как было впервые показано в работе Кокса и Манка [9, 10], а также Бреоном и Хенриотом [11].



(a)

(б)

Внутренняя часть данных оптического диапазона на значительных экваториях не может быть использована и потому маскируется

Рисунок 1.3 – “Глобальная” маска блика от 21 Марта 2004 года для MODIS/Aqua и SeaWiFS

Большинство явлений на поверхности Океана, как, например, биогенные и нефтяные плёнки, внутренние волны (ВВ), кильватерные струи за судном, спиралевидные вихри, оказывают локальное влияние на шероховатость поверхности, что и приводит к их проявлениям в оптических данных. Существует много работ, посвящённых спутниковым наблюдениям поверхностных снимков в солнечном блике, например [12, 13, 14]. Хеннингс и др. [15] представили результаты наблюдений поверхностных проявлений рельефа дна на мелководье по спутниковым изображениям солнечного блика. Авторы

работ [16, 17, 18] наблюдали и изучали проявления нелинейных ВВ в солнечном блике. Джэксон и Алперс [19] использовали данные прибора MODIS в солнечном блике для определения пространственного распределения ВВ по всемирному Океану.

Очевидно, что контрасты яркости в солнечном блике вызваны пространственными вариациями “шероховатости” морской поверхности, вследствие воздействия океанических процессов на ветровые волны. В случае с поверхностными сликками, амплитуда наблюдаемых контрастов связана с типом плёнки (биогенного происхождения или нефти), а также, вероятно, с толщиной нефтяной плёнки, образующей слик. Таким образом, количественная интерпретация контрастов яркости в солнечном блике может существенно приблизить нас к лучшему пониманию механизмов подавления коротких волн.

На данный момент существует несколько исследований, посвящённых проблеме восстановления аномалий шероховатости по изображениям солнечного блика. Бурдюгов с соавторами [20] использовали модель Кокса и Манка [9] для восстановления контрастов СКН по вариациям яркости в солнечном блике, применив этот подход к аэрофотографиям поверхностных сликков, образованных прохождением серий ВВ. Также ранее был предложен метод восстановления двумерного спектра возвышений поверхностных волн по изображениям солнечного блика (см., например, [21, 22]). В работе [23] эти данные использовались для исследования эволюции и трансформации двумерного спектра ветрового волнения.

Насколько известно, в отличие от определения “фоновых” статистических свойств уклонов морской поверхности, спутниковые изображения солнечного блика никогда ранее не использовались для количественных оценок аномалий СКН шероховатости морской поверхности. Поскольку яркость в солнечном блике, как и её контрасты, вызванные теми или иными явлениями, зависят от геометрии наблюдения и положения Солнца, возникают определённые трудности с интерпретацией. Так контрасты СКН могут проявляться как в виде тёмных, так и ярких аномалий яркости (см., например, [14] для нефтяных сликков; [24, 25] для кильватерных струй и ВВ; [26] для вихрей; [19] для ВВ и нефтяных загрязнений). Это свойство следует непосредственно из геометрии наблюдения, когда зеркальные точки располагаются по разные стороны зон инверсии контрастов, как показано в работах [20] и [19].

1.3 Модель изображения морской поверхности в области солнечного блика

При условии, что океан мог бы оказаться совершенно спокойным, а его поверхность невозмущённой, то на поверхности сформировался бы единственный солнечный блик с центром в зеркальной точке. Однако, в природе мы часто наблюдаем другую картину, когда множество “солнечных зайчиков” формируют сложную “бликующую” картину на взволнованной водной глади.

В этом случае, излучение, приходящее в приёмник, формируется совокупностью зеркальных отражений от склонов поверхностных волн, распределённых по морской поверхности.

Для исследования солнечного блика наиболее предпочтителен красный канал, поскольку свет в красном канале поглощается в “тонком” поверхностном слое Океана [4], и, таким образом, менее чувствителен к “цвету” водного столба, а также не чувствителен к поверхностной температуре.

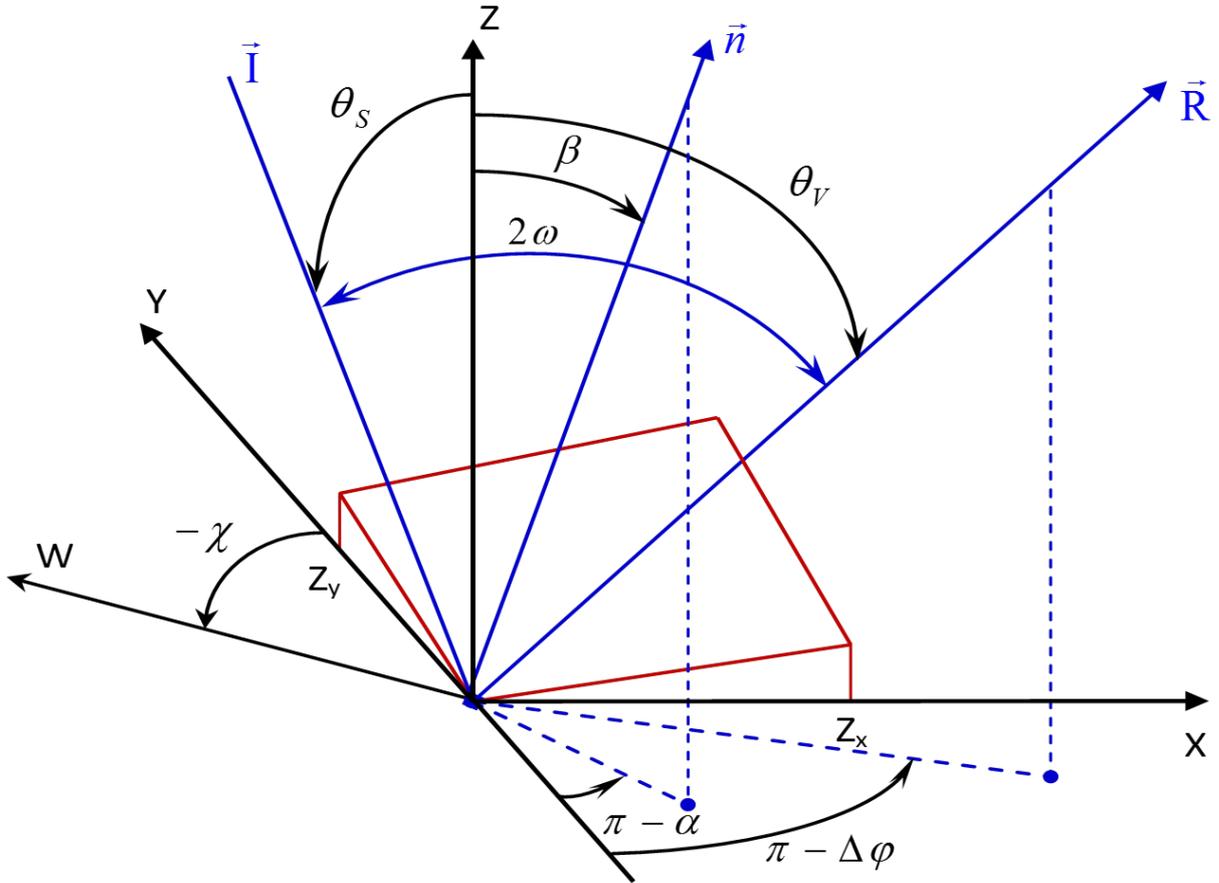
Солнечный блик несёт в себе очень ценную информацию о статистических характеристиках морской поверхности – среднеквадратичном наклоне (СКН), асимметрии и кривизне, что было отчётливо показано в пионерских работах Кокса и Манка [9, 10, 27], а также описано в недавней работе [11], в которой авторы использовали огромный массив спутниковых данных оптического диапазона. Поскольку количество отражённой радиации в районе солнечного блика зависит от СКН, любое явление, наблюдаемое на поверхности Океана (как слики, внутренние волны, фронты течений, вихри, грибовидные структуры и др.), приводящее к вариациям СКН, возможно наблюдать в контрастах яркости.

1.3.1 Основные соотношения

Геометрия зеркального отражения солнечного излучения от уклонов взволнованной поверхности Океана приведена на Рисунке 1.4. Зеркальные отражения должны удовлетворять двум условиям:

- угол падения равен углу отражения;
- луч падающий (I), луч отражённый (R) и перпендикуляр (n) к отражающей поверхности в точке излома луча всегда лежат в одной плоскости

$$\left[(\vec{R} - \vec{I}) \times \vec{n} \right] = 0 \text{ или } (\vec{R} - \vec{I}) = 2\vec{n} \cos \omega \quad (1.1)$$



Система координат выбрана таким образом, что ось y сонаправлена с азимутом Солнца, θ_s , θ_v – зенитные углы Солнца и сенсора, соответственно, φ_v – азимут сенсора. Уклон описывается зенитным β и азимутальным α углами (отсчитываемого по часовой от Солнца). W – модуль скорости ветра, χ – направление ветра, $\Delta\varphi = \varphi_s - \varphi_v$

Рисунок 1.4 – Геометрия отражения солнечного блика

Яркость B изображения морской поверхности в солнечном блике определяется функцией распределения уклонов $P(Z_x, Z_y)$, присутствующих на поверхности волн [9, 10]. Исходя из геометрии отражения и опуская подробные выкладки, эту зависимость можно представить в следующем виде [9, 10]:

$$B = \frac{\rho E_0}{4 \cos \theta_v \cos^4 \beta} P(Z_x, Z_y), \quad (1.2)$$

где B – отраженная от поверхности моря яркость;

E_0 – освещённость поверхности моря прямыми солнечными лучами;

ρ – коэффициент отражения Френеля;

θ_v – зенитный угол наблюдения;

$P(Z_x, Z_y)$ – двумерная функция плотности распределения вероятности (ПРВ) наклонов морской поверхности;

Z_x и Z_y – наклоны морской поверхности, удовлетворяющие условиям зеркального отражения солнечного излучения в приемную апертуру прибора, которые связаны с “геометрией наблюдения и освещенностью” морской поверхности следующим образом:

$$\begin{aligned} Z_x &= \frac{\sin \theta_s \cos \varphi_s + \sin \theta_v \cos \varphi_v}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} \\ Z_y &= \frac{\sin \theta_s \sin \varphi_s + \sin \theta_v \sin \varphi_v}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} \end{aligned} \quad (1.3)$$

где

θ_s – зенитный угол Солнца; φ_v и φ_s – азимутальные углы наблюдения и Солнца, соответственно и

$$\tan \beta = \sqrt{Z_x^2 + Z_y^2}, \quad (1.4)$$

Уравнение (1.2) рассматривается как основное, и все предположения относительно формирования яркости поверхности в солнечном блике относятся к заданию вида функции плотности распределения вероятности наклонов морской поверхности. Кокс и Манк [9, 10] в 1954 году, а позднее авторы статей [28, 29], а также [11], предложили моделировать $P(Z_x, Z_y)$ в виде рядов Грамма-Шарлье. Подгоняя модель (1.2) с $P(Z_x, Z_y)$, заданной в виде рядов Грамма-Шарлье, к измеряемой яркости блика, Кокс и Манк [9, 10] получили фундаментальные статистические характеристики наклонов морской поверхности – среднеквадратичный наклон, их асимметрию и эксцесс, а также выявили их зависимость от скорости ветра.

1.3.2 Связь вариаций яркости с вариациями СКН

Соотношение (1.2) предоставляет возможность исследовать поверхностные проявления различных процессов (как, например, слики или особенности течений), приводящие к вариациям СКН, и, как следствие, к изменениям яркости на “внутренних” масштабах солнечного блика, т.е. на масштабах много меньших “ширины” самого блика.

Представим плотность распределения вероятностей P в (1.2) в следующем “нормированном” виде:

$$P(Z_x, Z_y) = s^{-2} p(\xi, \eta), \quad (1.5)$$

где $\xi = Z_x/s$ и $\eta = Z_y/s$, s^2 – среднеквадратичный наклон морской поверхности, а p – “безразмерная” плотность вероятностей. Очевидно, что являясь функцией ξ и η , функция p зависит от анизотропии наклонов морской поверхности относительно вектора ветра, а также нелинейных особенностей наклонов – их асимметрии и эксцесса. Отметим, что если вероятность наклонов задана в виде Гауссова распределения или рядом Грамма–Шарлье, тогда безразмерная функция p (1.5) может быть легко определена. Однако, как будет показано ниже, при наличии информации о двумерном поле яркости, необходимость в задании какой-либо модели вероятности наклонов отпадает, т.к. её “реальный” вид может быть определен по форме блика.

Мы предполагаем, что СКН, s^2 , как и другие характеристики уклонов морской поверхности, могут быть представлены в виде суммы среднего значения $\overline{s^2}$ и его вариаций \tilde{s}^2 :

$$s^2 = \overline{s^2} + \tilde{s}^2. \quad (1.6)$$

Вариации \tilde{s}^2 относятся к внутреннему пространственному масштабу l , который значительно меньше масштабов блика L : $l \ll L$. Аналогично, поле яркости B анализируемых изображений, разлагается на две составляющих: крупномасштабную – \bar{B} и мелкомасштабную – \tilde{B} , т.е. $B = \bar{B} + \tilde{B}$. Поле \bar{B} соответствует вариациям яркости на масштабах солнечно блика, а поле \tilde{B} – вариациям яркости на внутренних (намного меньших) масштабах, связанных с вариациями СКН, которые можно рассматривать как поверхностные проявления того или иного океанического явления.

Далее черта над средними значениями будет упущена, т.е. например $\overline{s^2} \rightarrow s^2$. Из уравнений (1.2) и (1.5) может быть получено следующее линеаризованное отношение между малыми вариациями яркости солнечного блика \tilde{B} и СКН \tilde{s}^2 :

$$\frac{\tilde{B}}{\bar{B}} = -T \frac{\tilde{s}^2}{s^2}, \quad (1.7)$$

$$T = 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\xi}{p} \frac{\partial p}{\partial \xi} + \frac{\eta}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right),$$

где T – это передаточная функция.

Чтобы получить выражение (1.7) мы предположили, что вариации СКН \tilde{s}^2 являются доминирующими, т.е. их величина намного больше, чем вариации других статистических характеристик наклонов поверхности, в частности, асимметрии и кривизны. Другими словами, мы предполагаем, что величина относительных вариаций СКН \tilde{s}^2/s^2 значительно больше относительных вариаций нормированных моментов уклонов морской поверхности $c_{mn} = \overline{z_x^m z_y^n}/s^{m+n}$: $\tilde{s}^2/s^2 \gg \tilde{c}_{mn}/c_{mn}$. Это предположение следует из данных, полученных Коксом и Манком, в ходе измерений характеристик чистой поверхности и поверхности, покрытой пленкой [9, 10]. По их наблюдениям, отношение СКН чистой к загрязнённой, сликовой поверхности при скоростях ветра 4 – 15 м/с составляет $(s^2)_{clean}/(s^2)_{slick} \approx 2$, в то время как для нормированных моментов c_{20} (компонента СКН по направлению ветра) и c_{02} (компонента СКН, перпендикулярная ветру) эти же отношения, $(c_{20})_{clean}/(c_{20})_{slick}$ и $(c_{02})_{clean}/(c_{02})_{slick}$, варьируются в пределах 1 ± 0.1 . Эти оценки показывают, что, несмотря на сильное подавление СКН в областях, покрытых сликами, коэффициенты анизотропии уклонов меняются незначительно.

Выражение (1.7) является основным соотношением алгоритма восстановления контрастов СКН морской поверхности по оптическим изображениям блика. Возможны два варианта использования (1.7):

1. восстановление контрастов СКН на основе (1.7) по 2D изображениям блика без априорного задания модели $P(Z_x, Z_y)$;
2. восстановление контрастов СКН на основе (1.7) при использовании некоторой модели $P(Z_x, Z_y)$.

Первый вариант будет применен к анализу данных MODIS, а второй – данных MERIS.

1.3.3 Восстановления СКН по полям яркости

2D поля яркости

При наличии 2D поля яркости солнечного блика передаточная функция T в (1.7) может быть определена по усредненным градиентам яркости, которые берутся непосредственно из изображения солнечного блика (см., например, Рисунок 1.6). Используя формулу (1.2), градиенты безразмерной плотности вероятности наклонов p в (1.7)

находятся из градиентов крупномасштабной яркости солнечного блика следующим образом:

$$\begin{aligned}\frac{\xi}{p} \frac{\partial p}{\partial \xi} &= \frac{\xi}{B} \frac{\partial B}{\partial \xi} - \frac{4Z_x^2}{1+Z_x^2+Z_y^2} \\ \frac{\eta}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} &= \frac{\eta}{B} \frac{\partial B}{\partial \eta} - \frac{4Z_y^2}{1+Z_x^2+Z_y^2}\end{aligned}\quad (1.8)$$

Градиент яркости в (1.8) в пространстве (ξ, η) можно выразить через градиенты поля в двух ортогональных направлениях $(\nabla_l B$ и $\nabla_n B)$ как:

$$\begin{aligned}\frac{\xi}{B} \frac{\partial B}{\partial \xi} &= Z_x \frac{\nabla_l \ln(B \cos \theta_v) \cdot \nabla_n Z_y - \nabla_n \ln B \cdot \nabla_l Z_y}{\Delta} \\ \frac{\eta}{B} \frac{\partial B}{\partial \eta} &= Z_y \frac{\nabla_n \ln(B \cos \theta_v) \cdot \nabla_l Z_x - \nabla_l \ln B \cdot \nabla_n Z_x}{\Delta},\end{aligned}\quad (1.9)$$

где лапласиан Δ :

$$\Delta = \nabla_l Z_x \cdot \nabla_n Z_y - \nabla_n Z_x \cdot \nabla_l Z_y \quad (1.10)$$

В этом случае уравнения (1.7), (1.8) и (1.9) представляют алгоритм восстановления контрастов СКН по измеренной яркости и её вариациями, вызванными произвольными поверхностными явлениями Океана, на внутренних масштабах солнечного блика. Предложенный алгоритм свободен от предположений априорного задания модели вероятности наклонов и может применяться для анализа изображений любого типа, содержащих двумерное поле яркости в солнечном блике.

1D поля яркости

В ряде случаев (см., например, раздел 1.3 по формированию изображений сканером MERIS) поля яркости морской поверхности имеют характер 1D поля (Рисунок 1.7, (б)). В этом случае определение передаточной функции T по измеренным градиентам яркости, в соответствии с уравнением (1.7), – невозможно, и для ее определения необходимо задание модели P .

В качестве первого приближения мы можем предположить, что плотность распределения вероятности (ПРВ) наклонов может быть аппроксимирована двумерным Гауссовым распределением. В этом случае “безразмерная” плотность наклонов равна:

$$p(Z_x, Z_y) = \frac{s^2}{2\pi s_u s_c} \exp \left[-\frac{s_y^2 Z_x^2 - 2s_{xy}^2 Z_x Z_y + s_x^2 Z_y^2}{2s_u^2 s_c^2} \right], \quad (1.11)$$

где компоненты СКН в системе координат поперёк и вдоль трека (s_x^2 и s_y^2 , соответственно) соотносятся с компонентами СКН поперёк и вдоль направления ветра (s_c^2 и s_u^2 , соответственно) как:

$$\begin{aligned} s_x^2 &= s_u^2 \cos^2 \varphi + s_c^2 \sin^2 \varphi \\ s_y^2 &= s_c^2 \cos^2 \varphi + s_u^2 \sin^2 \varphi \quad , \\ s_{xy}^2 &= (s_u^2 - s_c^2) \cos \varphi \sin \varphi \end{aligned} \quad (1.12)$$

где φ – направление ветра. Пусть $\alpha = s_c^2/s_u^2$ – параметр анизотропии уклонов. Тогда “безразмерное” распределение (1.11) можно переписать в виде:

$$p(\xi, \eta) = \frac{1 + \alpha}{2\pi\alpha^{1/2}} \exp[-a_2\xi^2 + a_{12}\xi\eta - a_1\eta^2] \quad , \quad (1.13)$$

где коэффициенты a_1 , a_2 и a_{12} :

$$\begin{aligned} a_1 &= (1 + \alpha)(\cos^2 \varphi + \alpha \sin^2 \varphi)/(2\alpha) \\ a_2 &= (1 + \alpha)(\alpha \cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi)/(2\alpha) \quad . \\ a_{12} &= (1 - \alpha^2) \sin 2\varphi/(2\alpha) \end{aligned} \quad (1.14)$$

Если распределение морских уклонов изотропно ($\alpha = s_c^2/s_u^2 = 1$), тогда коэффициенты (1.14) принимают вид: $a_1 = a_2 = 1$ и $a_{12} = 0$.

Мы уже ввели предположение, что основной отклик морской поверхности на её возмущения того или иного происхождения происходит через усиление или же подавление СКН, в то время как другие статистические моменты, нормированные на СКН, изменяются незначительно. Следуя этому предположению, положим, что изменения коэффициента анизотропии α несущественны и, таким образом, передаточная функция (1.12) с (1.13) принимает следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\tilde{B}}{\bar{B}} &= -T \frac{\tilde{s}^2}{s^2} \\ T &= 1 - a_2\xi^2 + a_{12}\xi\eta - a_1\eta^2 \quad , \end{aligned} \quad (1.15)$$

где, напомним, $\xi = Z_x/s$ и $\eta = Z_y/s$. Итак, чтобы получить контрасты СКН из яркостей солнечного блика, необходимо задать направление ветра φ (из тех или иных источников метеоданных), и определить по анализируемому изображению средние значения СКН s^2 . При известном среднем значении СКН, коэффициент анизотропии α может быть определен по эмпирическим соотношениям, предложенным Коксом и Манком [9]. Однако отметим, что, поскольку зависимость α от скорости ветра слаба, для

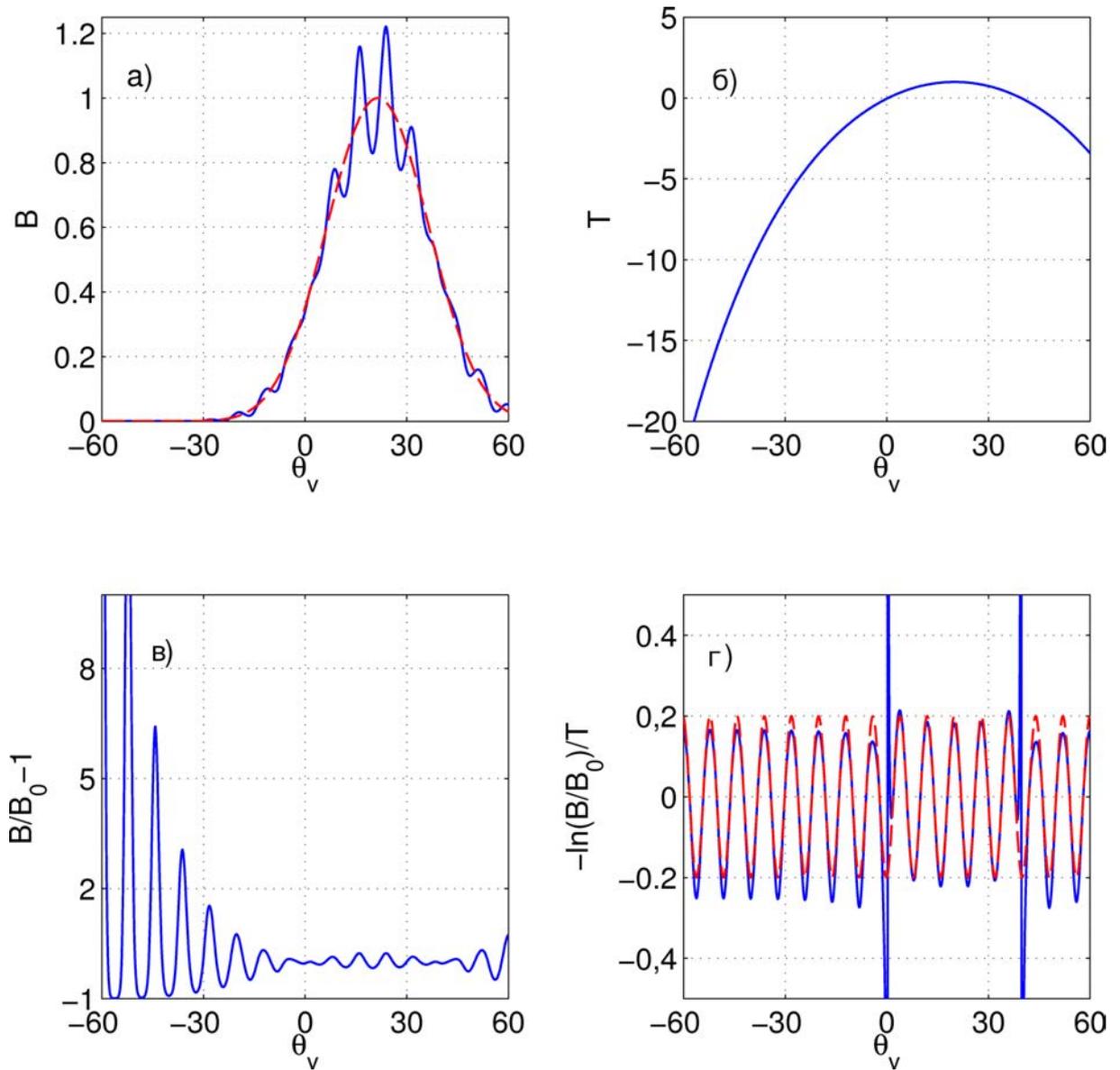
практических приложений величина α может считаться независимой от ветра и быть задана как: $\alpha = 0.7$. Значения зеркальных уклонов Z_x и Z_y находятся по известной солнечно-спутниковой геометрии съёмки.

1.3.4 Пример восстановления СКН модельного блика

Пример с передаточной функцией (1.15) для изотропной Гауссовой функции ПРВ ($\alpha = s_c^2/s_u^2 = 1$) представлен на Рисунке 1.5. СКН морской поверхности был задан периодическими осцилляциями по отношению к фоновым значениям:

$$s^2 = s_0^2 [1 + \varepsilon \cos(2\pi x/l)], \quad (1.16)$$

где l – длина волны отклонений СКН, а ε – амплитуда вариаций СКН. Представленные расчёты выполнены для сравнительно “больших” вариаций СКН ($\varepsilon = 0.2$) относительно фоновых значений $s_0^2 = 3 \cdot 10^{-2}$. Азимут и зенит Солнца, соответственно равны $\varphi_s = 0$, $\theta_s = 20^\circ$, а угол наблюдения θ_v меняется в пределах от -60° до $+60^\circ$. Отражённая яркость солнечного блика для однородной и возмущённой поверхности (для СКН, заданного уравнением (1.16)) приводится на Рисунке 1.5. Как следует из Рисунка 1.5, (в), “малые” ($\pm 20\%$) вариации СКН могут приводить к относительно большой модуляции яркости. Передаточная функция (1.15) представлена на Рисунке 1.5, (б), где видны зоны инверсии контрастов около $\theta_v = 0^\circ$ и $\theta_v = 40^\circ$. Рисунок 1.5, (г) демонстрирует результаты восстановления вариаций СКН. Несмотря на сравнительно большие исходные модулированные значения СКН, заданные уравнениями (1.7), (1.8) и (1.9), восстановленные достаточно близко к ним, как в центре, так и на периферии блика. Сингулярное поведение восстановленных значений СКН возле зон инверсии контрастов является следствием стремления передаточной функции к нулю в этих областях.



(а) Яркость солнечного блика (в относительных единицах) для спокойной B_0 (пунктирная линия) и возмущённой B (сплошная линия) поверхности с СКН, заданным уравнением (1.16), в зависимости от угла наблюдения θ_v (в градусах); (б) передаточная функция (1.15); (в) относительные вариации яркости $(B - B_0)/B_0$; (г) сплошная линия – вариации СКН, восстановленные по вариациям яркости, представленным на Рисунке 1.5, (в) с использованием передаточной функции T , показанной на Рисунке 1.5, (б), пунктирная линия – исходные вариации СКН

Рисунок 1.5 – Пример моделирования солнечного блика с передаточной функцией (1.15), для изотропной Гауссовой функции ПРВ

1.4 Применение метода к анализу данных MODIS и MERIS

В данной работе основное внимание посвящено анализу спутниковых данных, получаемых с оптических сканеров MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) и MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer), в том числе различиям и сходствам в подходах восстановления контрастов СКН по их изображениям.

Сканеры MODIS установлены на двух спутниках Национального управления США по авиации и исследованию космического пространства (NASA) Terra и Aqua. Сенсор MERIS, установленный на борту спутника Envisat, принадлежит Европейскому космическому агентству (ЕКА). Данные, получаемые с этих приборов, широко используются в научных исследованиях и различных практических приложениях. Эти данные общедоступны в сети интернет. Европейское космическое агентство (ЕКА) распространяет данные MERIS через “роллинг” архивы. Обычно файлы появляются на серверах уже через 3–6 часов после получения их спутником и удаляются через 10 дней (отсюда название “роллинг” архива). Данные MODIS доступны для скачивания с сайта <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>

Данные сканера MODIS представлены 36-ю каналами в видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах, с пространственным разрешением 250м, 500м и 1км и точностью привязки, по меньшей мере, 50м [30, 31]. В свою очередь, данные прибора MERIS формируются 15-ю каналами с длинами волн от 390нм до 1040нм, с пространственным разрешением 300м и 1км, а точность привязки достигает 170м [32].

Отличительной особенностью спутниковых изображений, полученных с приборов MODIS и MERIS в дневное время над водными бассейнами, являются серебристо-серые эллипсы отражённой солнечной радиации (солнечный блик), наблюдаемые при углах зеркального отражения около 30– и градусов. Именно эти районы солнечного блика, где невозможны исследования оптических характеристик вод Океана (цвета Океана) [33], могут быть использованы для исследования “шероховатости поверхности Океана” и проявления в ней различных океанических явлений.

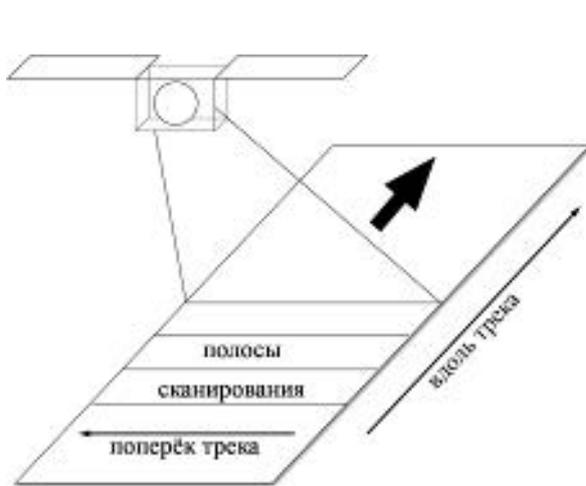
Напомним, что для исследования солнечного блика наиболее предпочтителен красный канал, поскольку свет в красном канале поглощается в “тонком” поверхностном слое Океана [4], и, таким образом, не так чувствителен к “цвету” водного столба, а также не чувствителен к поверхностной температуре.

Именно поэтому в работе используются данные уровня 1В, разрешением 250м первого (645нм) и второго (850нм) каналов для инструмента MODIS и данные восьмого (681нм) и тринадцатого (865нм) каналов MERIS высокого разрешения, сопровождаемые геолокационными данными и геометрией съемки.

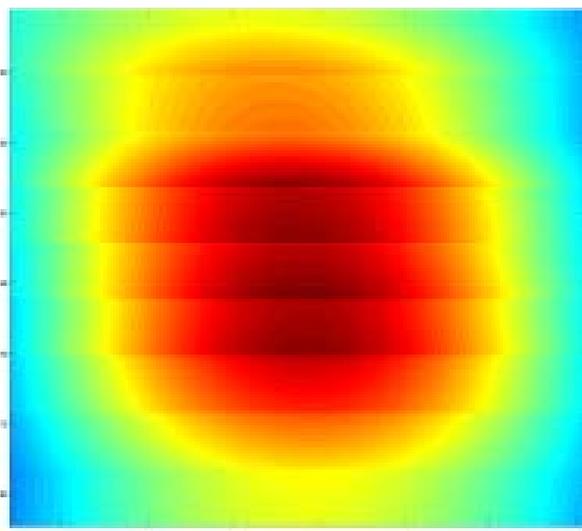
MODIS является сканирующим спектрометром. Благодаря конструкции сканирующего зеркала, получаемые изображения представляют собой композицию полос 2330км длиной и около 10км шириной в надире. Каждая такая полоса формируется 40 детекторами с полем зрения вдоль и поперек траектории полета около 0.8° и 110° , соответственно. Таким образом, каждая отдельная полоса содержит двумерное поле отраженной яркости. Внутри области солнечного блика эти особенности формирования изображений MODIS могут создавать ступенчатые изменения, – эффект “пилы” (от англ. “saw” effect), отражённой от поверхности воды солнечной радиации при переходе от полосы к полосе (Рисунок 1.6). Поэтому в предлагаемом алгоритме исходное изображение MODIS в области солнечного блика делится на полосы и в дальнейшем двумерное поле яркости в каждой из полос обрабатывается отдельно.

MERIS – спектрометр с постоянным сканированием. Он ведёт сканирование земной поверхности при помощи ПЗС матриц, обеспечивающих обзор поперёк траектории полета, а изображение вдоль полета формируется благодаря движению спутника. MERIS обладает широким углом обзора (68.5°) и шириной полосы 1150км в надире. Угол обзора в 68.5° обеспечивается пятью одинаковыми оптическими камерами (Рисунок 1.7).

Угол обзора в направлении перпендикулярном направлению траектории полёта спутника у каждой из камер 14° . Угол обзора каждого пикселя составляет 0.019° . Благодаря широкому углу обзора всего инструмента 68.5° , пространственное разрешение поперёк движения спутника колеблется в пределах от 0.26 км в надире до 0.39 км по краям снимка. Разрешающая способность съёмки Земной поверхности вдоль движения спутника составляет 0.29 км.



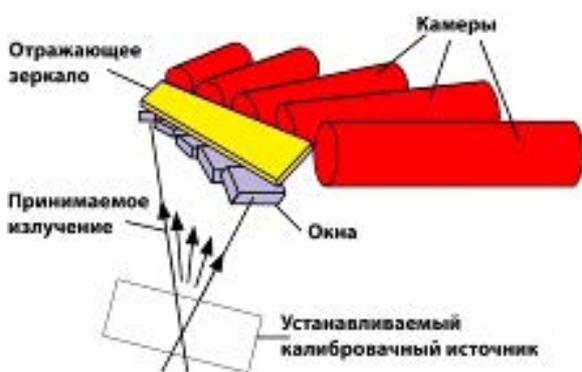
(а)



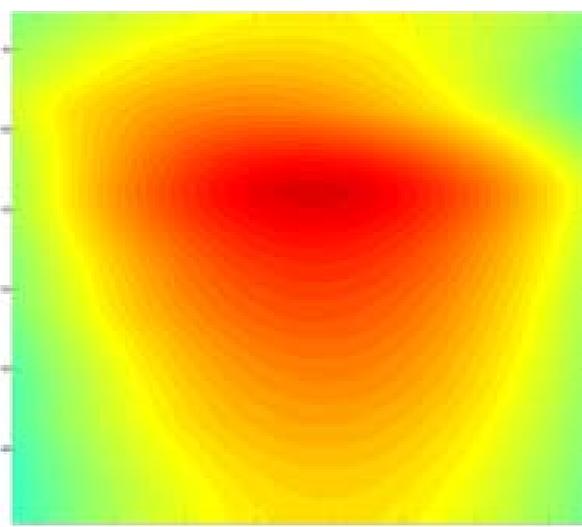
(б)

Хорошо видна “полосообразная” структура изображения в области солнечного блика с явно выраженными двумерными градиентами яркости вдоль и поперек траектории полета спутника

Рисунок 1.6 – (а) Схематическая геометрия поля зрения прибора MODIS. (б) фрагмент изображения MODIS/Terra, 24 мая 2010г., 16ч. 45мин., район разлива нефтепродуктов в результате взрыва нефтяной платформы “Deerwater Horizon” в Мексиканском заливе



(в)



(г)

В отличие от изображения MODIS на Рисунке 1.6, (б), в данном случае поле яркости в солнечном блике не имеет полос сканирования

Рисунок 1.7 – (а) Схематическое устройство прибора MERIS/Envisat (б) фрагмент изображения MERIS, 24 мая 2010г., 16ч. 17мин., в Мексиканском заливе

1.5 Программа восстановления СКН по полям яркости

Ниже приводится пошаговая процедура чтения, обработки и восстановления СКН на примере спутниковых снимков MODIS и MERIS района течения Гольфстрим у берегов Флориды.

1.5.1 Среда и языки программирования

Все разработанные алгоритмы, процедуры загрузки, чтения и обработки спутниковой и другой вспомогательной информации, описанные в диссертации, реализованы на языках программирования Matlab (<http://www.mathworks.com/products/matlab/>) и, частично, Python (<http://www.python.org/>). На программу, реализующую предложенный алгоритм, получен патент [?]: “GLAMOROS: Оценка контрастов поверхностных проявлений океанических явлений по изображениям солнечного блика”.

MATLAB (сокращение от англ. “Matrix Laboratory”, в русском языке произносится как Матлáb) – пакет прикладных программ для решения задач технических вычислений и одноимённый язык программирования, используемый в этом пакете.

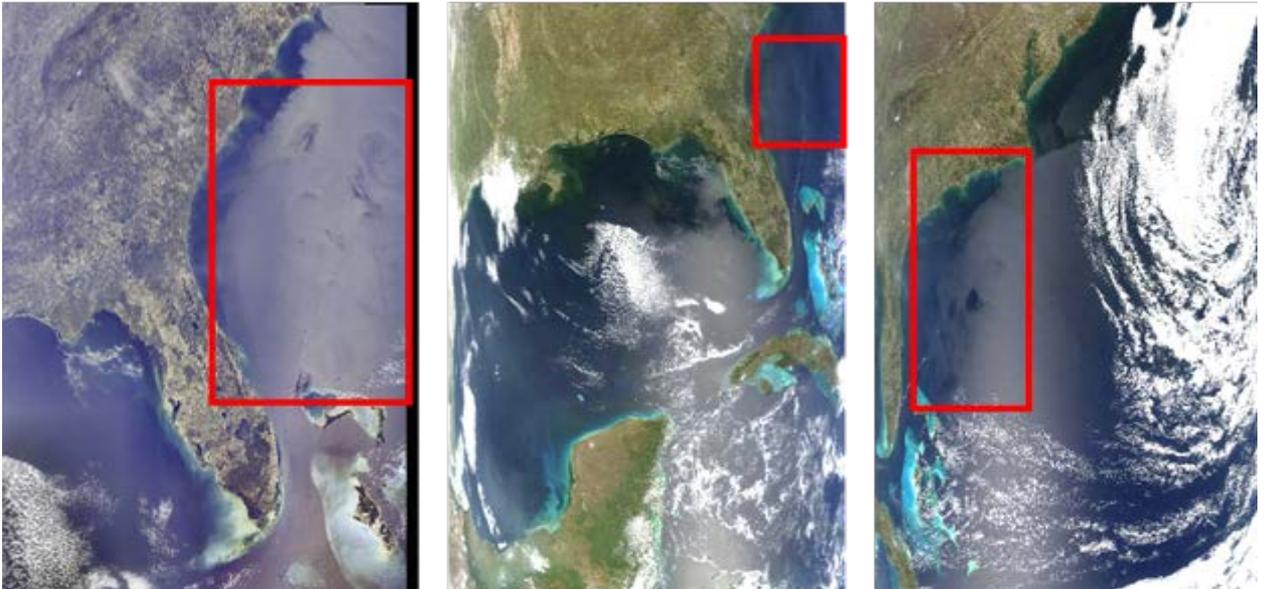
Python (англ. Python – питон, произносится пайтон; в русском языке распространено название питóн) – высокоуровневый язык программирования общего назначения, ориентированный на повышение производительности разработчика и читаемости кода.

1.5.2 Данные MODIS и MERIS, используемые в примере

Для демонстрации возможностей разработанного алгоритма применим его к изображениям района течения Гольфстрим. Течение Гольфстрим достаточно хорошо изучено и характеризуется разнообразием проявляемой на спутниковых изображениях мезомасштабной динамики (вихри, грибовидные структуры, температурные фронты, внутренние волны, зыбь и многие другие явления проявления океанической динамики).

Данные MERIS, а также MODIS/Terra и MODIS/Aqua в районе исследования были получены 01 Апреля 2010 г. в 15 ч. 42 мин., 16 ч. 30 мин. и 18 ч. 05 мин., соответственно.

RGB композитные изображения MODIS/Terra, MERIS и MODIS/Aqua района исследования приведены на Рисунке 1.8,. Отчётливо видно, что солнечный блик на псевдо-цветных оптических изображениях проявляется в виде серебристых эллипсов.



Слева направо: MERIS, MODIS/Terra и MODIS/Aqua в районе исследования были получены 01 Апреля 2010 г. в 15 ч. 42 мин., 16 ч. 30 мин. и 18 ч. 05 мин., соответственно. Красным контуром отмечены области, по которым будет приведён пример работы разработанного подхода, алгоритмов и соответствующего программного обеспечения

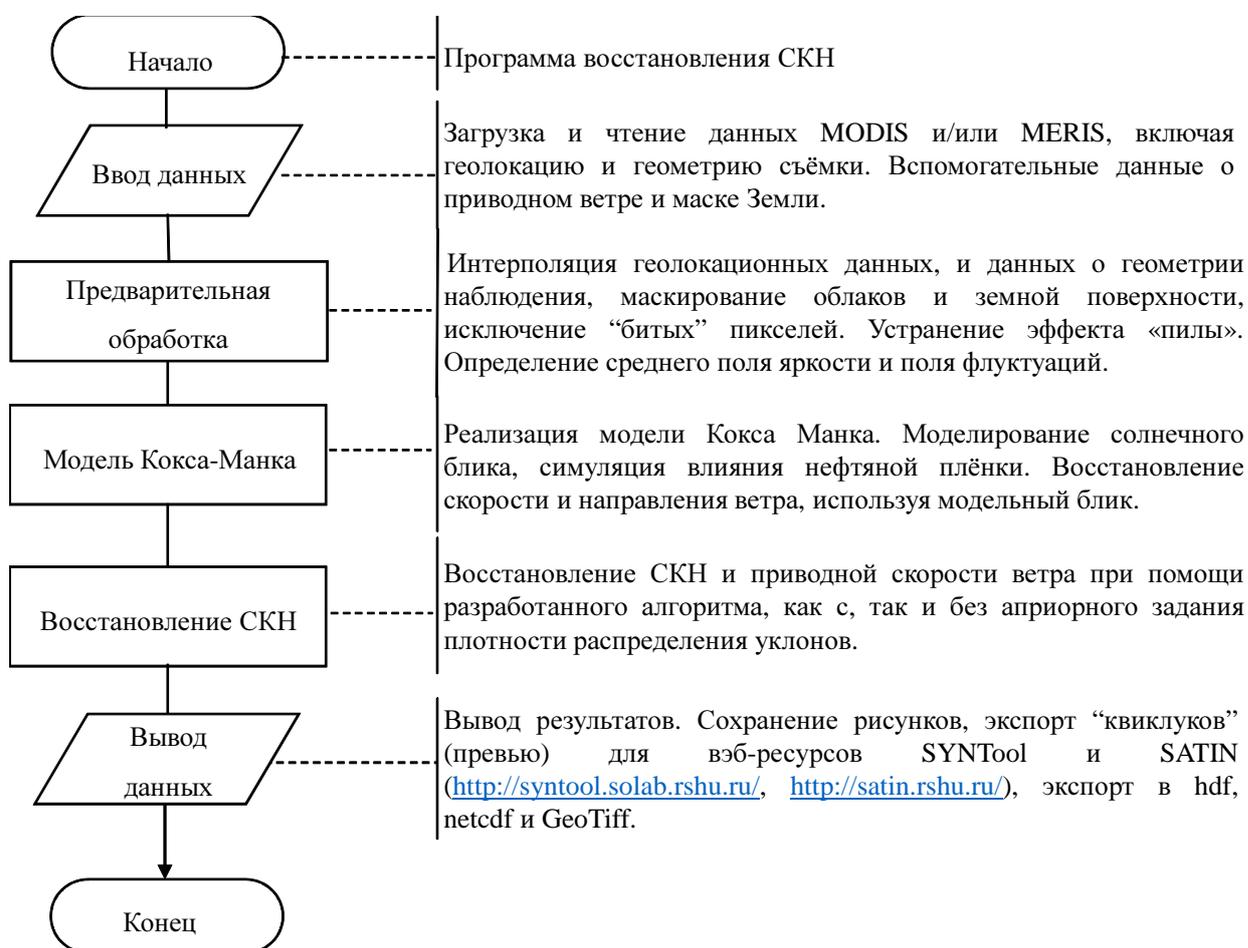
Рисунок 1.8 – Псевдо-цветные RGB изображения района течения Гольфстрим у берегов Флориды

1.5.3 Процедура восстановления СКН по спутниковым оптическим изображениям

Обобщение этапов процедуры восстановления СКН по спутниковым оптическим изображениям MODIS и MERIS представлено в виде линейной алгоритмической структуры на Рисунке 1.9. Эта процедура состоит из следующих этапов:

1. Вспомогательные данные
 - 1.1. Загрузка и чтение данных, включая данные геолокации и геометрии наблюдений
 - 1.2. Создание масок земли и облаков
 - 1.3. Построение полей ветра
2. Выбор района исследования на изображении (в красном канале)

3. Построение контрастов яркости
 - 3.1. Определение среднего поля яркости
 - 3.2. Построение поля флуктуаций яркости
 - 3.3. Устранение эффекта “пилы” для MODIS
4. Нахождение передаточной функции связи контрастов яркости и контрастов СКН
5. Восстановление СКН
6. Построение карт зон инверсии контрастов
7. Расчёт карт локальных наклонов морской поверхности



Линейная алгоритмическая структура, отражающая основные аспекты процедуры восстановления СКН по спутниковым оптическим изображениям MODIS и MERIS

Рисунок 1.9 – Блок-схема алгоритма восстановления СКН

Вспомогательные данные

Прежде чем приступить непосредственно к обработке данных, были написаны скрипты для загрузки и чтения данных MODIS и MERIS, включая файлы с геолокацией и геометрией съёмки, а также вспомогательные данные о приводном ветре и маске Земли.

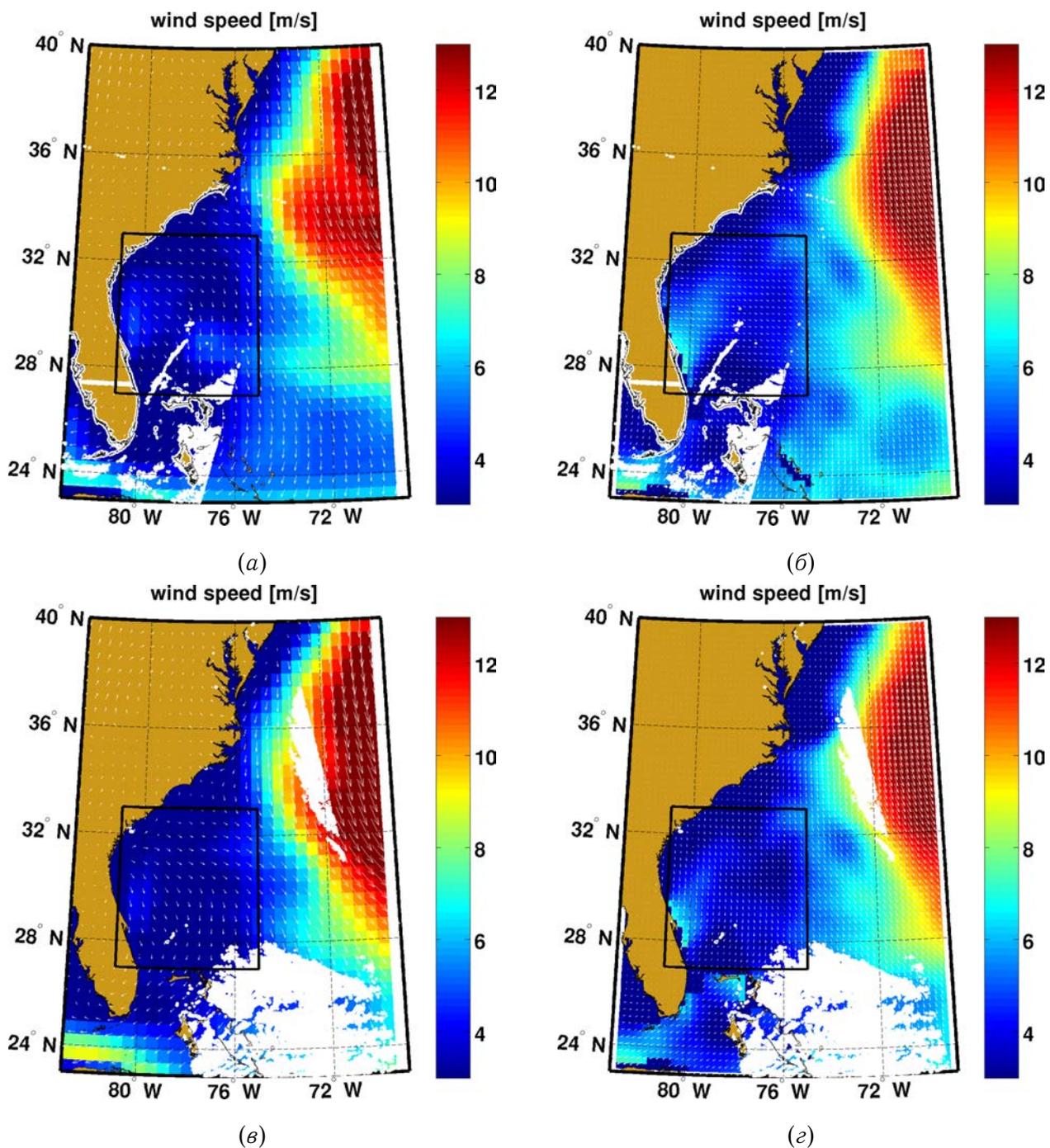
В качестве маски земли использовались данные GTOPO30 [34]. GTOPO30 - цифровая модель рельефа (англ. Global 30 Arc-Second Elevation Data Set), разработанная в геологической службе США (англ. USGS - United States Geological Survey).

В качестве источника данных о скорости и направлении приводного ветра использовались модельный ветер NCEP GFS [35] и ветер, интерполированный с различных скаттерометров, Blended Sea Winds [36].

Функционирование глобальной системы прогнозирования GFS (англ. Global Forecast System), осуществляется NCEP (англ. National Centers for Environmental Prediction, Национальные центры для предсказания окружающей среды), которые являются подразделением NOAA (англ. National Oceanic and Atmospheric Administration, Национальное управление океанических и атмосферных исследований), NWS (National Weather Service, Национальная служба погоды), США. GFS модель обновляется четыре раза в день (00:00, 06:00, 12:00 и 18:00 UTC) на 384 часа. Начиная с июля 2010 года модель обновляется с разрешением в 27км (ранее 35км) на 192 часа и затем с меньшим разрешением до 384 часов. Файлы с данными GFS, которые на данный момент предоставляются NOAA, имеют разрешение в 0.5 градуса (примерно 50км) что является действительным разрешением прогнозов обозримых на этом или других сайтах использующих тот же источник.

Альтернативным продуктом с полями скорости ветра является Blended Sea Winds – продукт NOAA, содержащий как скорость и направление ветра и ветровые напряжения, с пространственным разрешением 0.25°. Описание и данные доступны в статье [36] и соответствующих ссылках.

Карты полей ветра в районе исследования приведены на Рисунке 1.10.

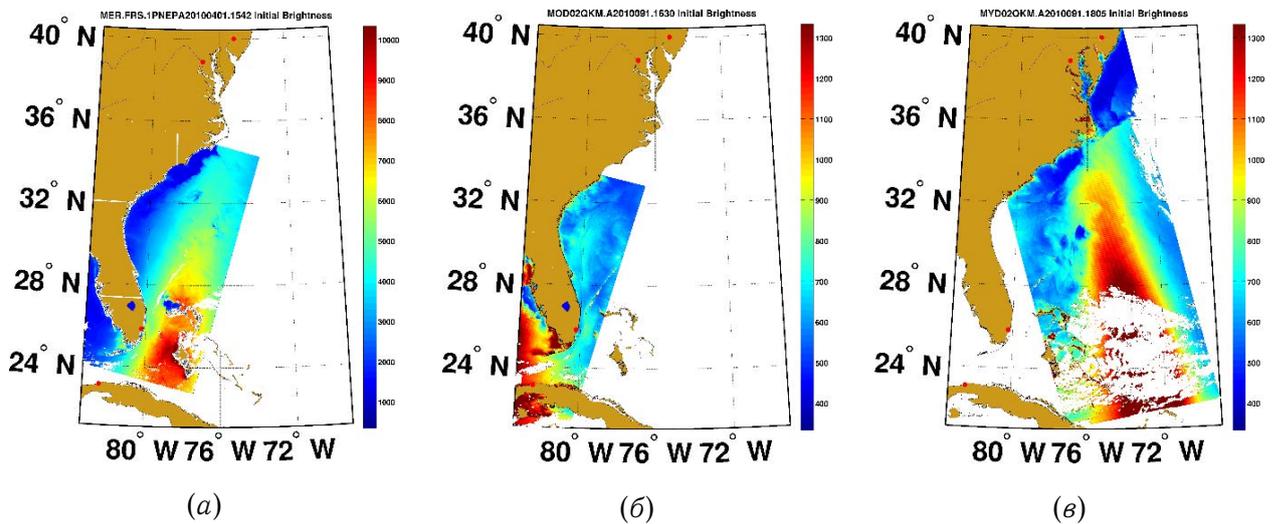


(а) и (в) – скорость и направление ветра в 15 и 18 часов 01 Апреля 2010г., соответственно, взятые из модели NCEP GFS. (б) и (г) – скорость и направление ветра в 15 и 18 часов 01 Апреля 2010г., соответственно, построенные по данным Blended Sea Winds. Здесь и далее, чёрным контуром выделен район выбранный для дальнейшего исследования, коричневым цветом нанесена маска Земли, а белым – облаков.

Рисунок 1.10 – Карты полей ветра в районе исследования, построенные по данным NCEP GFS и Blended Sea Winds

На представленных картах полей ветра, отчётливо видно что разрешающая способность данных NCEP GFS (0.5°) ниже Blended Sea Winds (0.25°). Также стоит отметить, что скорость и направление ветра существенно не изменились за три часа, и, соответственно, за время наблюдения этого района приборами MERIS и MODIS спутников Envisat и Aqua/Terra. Средняя скорость в районе исследования составляла около 3-5м/с. Эти значения помогут нам в дальнейшем анализировать обработанные изображения.

На Рисунке 1.11 приводится область исследования, “вырезанная” из исходных изображений MERIS, MODIS/Terra и MODIS/Aqua, в красных (865нм для MERIS и 850нм для MODIS) каналах, соответственно. Для примера взяты достаточно большие фрагменты трёх изображений, чтобы показать общий вид района. Далее из этих фрагментов будет выбрана лишь небольшая область у Восточного побережья США, отмеченная красным контуром на Рисунке 1.8, чтобы проиллюстрировать многообразие явлений на поверхности Океана и показать, как работает предложенный алгоритм и программы обработки в разных ситуациях. Геометрия наблюдений отличается на всех трёх примерах. Мы чётко видим блик на изображениях MERIS и MODIS/Aqua, а на фрагменте MODIS/Terra блик находится вне области исследования, а если быть точнее, в Мексиканском заливе, со стороны западного побережья Флориды, как видно из Рисунка 1.7,. Для случая с MODIS/Terra, несмотря на то, что мы находимся на периферии блика, всё равно наблюдаем градиенты яркости, которые достаточны, чтобы проводить обработку изображения с применением предложенного подхода.

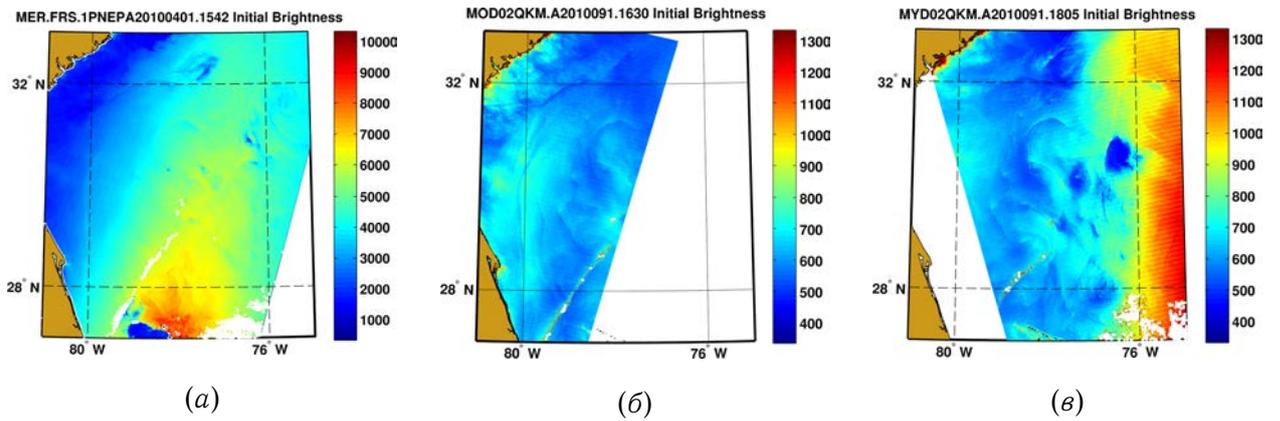


(a) MERIS, (б) MODIS/Terra, (в) MODIS/Aqua. Изображения получены 01 Апреля 2010 г. в 15 ч. 42 мин., 16 ч. 30 мин. и 18 ч. 05 мин., соответственно

Рисунок 1.11 – Фрагменты изображений MERIS, MODIS/Terra и MODIS/Aqua в красных (865нм для MERIS и 850нм для MODIS) каналах

Таким образом, дальнейшая обработка изображений будет проведена по району, выделенному красным контуром на Рисунке 1.8. Выбранная область исследования, между 27° и 33° С.Ш. и 69° и 83° З.Д., приведена на Рисунке 1.11.

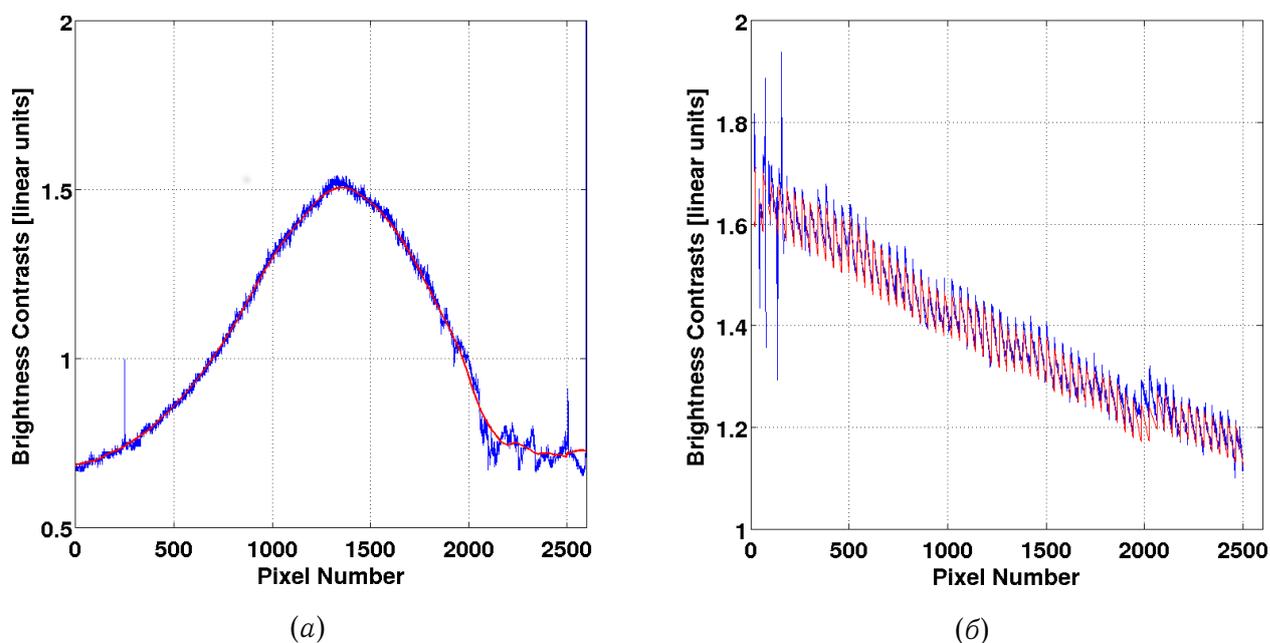
Прежде чем применить алгоритм к изображениям, производится интерполяция гео-локационных данных и данных о геометрии наблюдения, маскирование облаков и земной поверхности, исключение “битых” пикселей. Далее, для восстановления СКН с помощью разработанного алгоритма без априорного задания плотности распределения уклонов, следуя выражениям (1.6) и (1.7), необходимо исходные яркости изображения в красном канале представить в виде суммы среднего значения \bar{B} (см. Рисунок 1.14) и вариаций \tilde{B} (см. Рисунок 1.15).



MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в)

Рисунок 1.12 – Область исследования на изображениях MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в) в красных каналах

На Рисунке 1.13 представлен пример сечения вдоль (б) и поперёк (а) блика, взятого для изображения MODIS/Aqua, на Рисунке 1.11, (a). На сечении, взятом вдоль блика (б) отчётливо видна “пилообразная” структура, описанная в разделе 1.3. Также из рисунка видно наличие 2D поля яркости солнечного блика, благодаря чему передаточная функция в (1.7) может быть определена по усредненным градиентам яркости, которые берутся непосредственно из изображения солнечного блика, путём осреднения скользящим средним, с задаваемым окном.

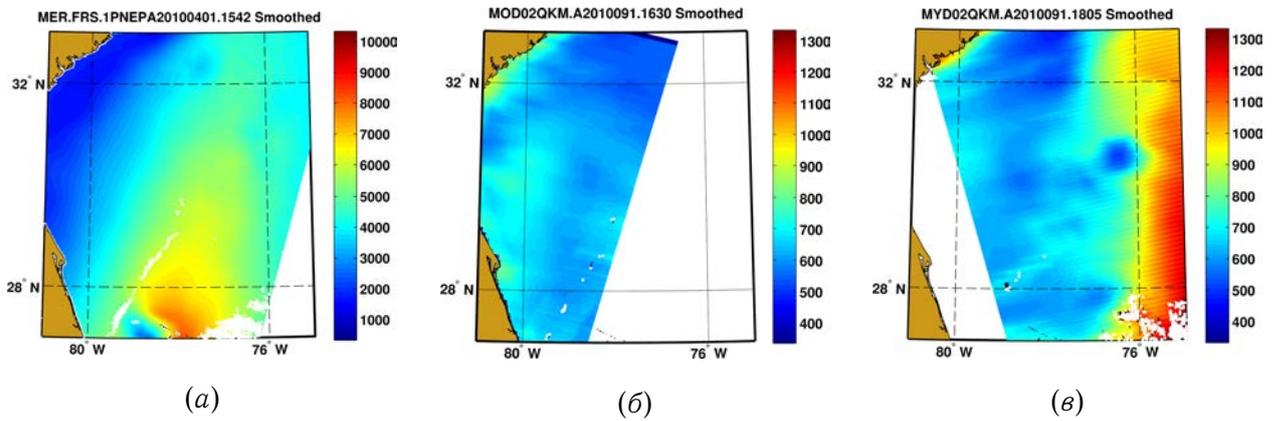


Пример сечения вдоль (б) и поперёк (а) блика, взятое для контрастов яркости изображения MODIS/Aqua вдоль одной из строк и столбца исходной матрицы изображения. Исходное изображение в красном канале представлено на Рисунке 1.11, (а). Синим цветом изображены исходные яркости в красном канале, а красным – усреднённые. На сечении, взятом вдоль блика (б), отчётливо видна “пилообразная” структура (см. раздел 1.3), которая устраняется в результате обработки

Рисунок 1.13 – Сечения контрастов яркости вдоль (б) и поперёк (а) блика

Вместе с определением среднего поля яркости и поля флуктуаций, разработанный способ разделения исходных яркостей также позволил добиться устранения эффекта “пилы”.

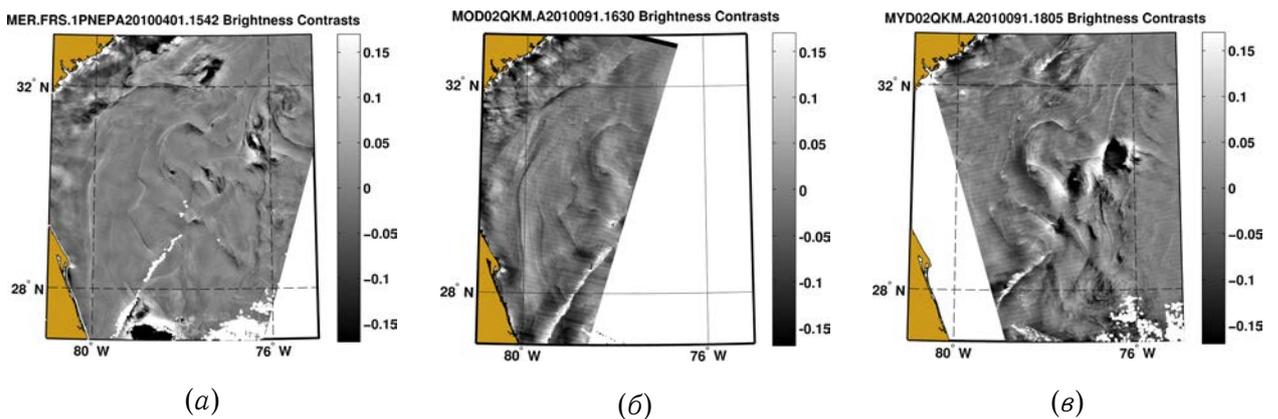
Поля средней яркости солнечного блика (масштаб осреднения 30x30 км²) для данных MERIS и MODIS представлены на Рисунке 1.14.



MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в)

Рисунок 1.14 – Средняя яркость солнечного блика (масштаб осреднения $30 \times 30 \text{ км}^2$)

Контрасты яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0 , получаемые после устранения эффекта “пилы”, представлены на Рисунке 1.15.

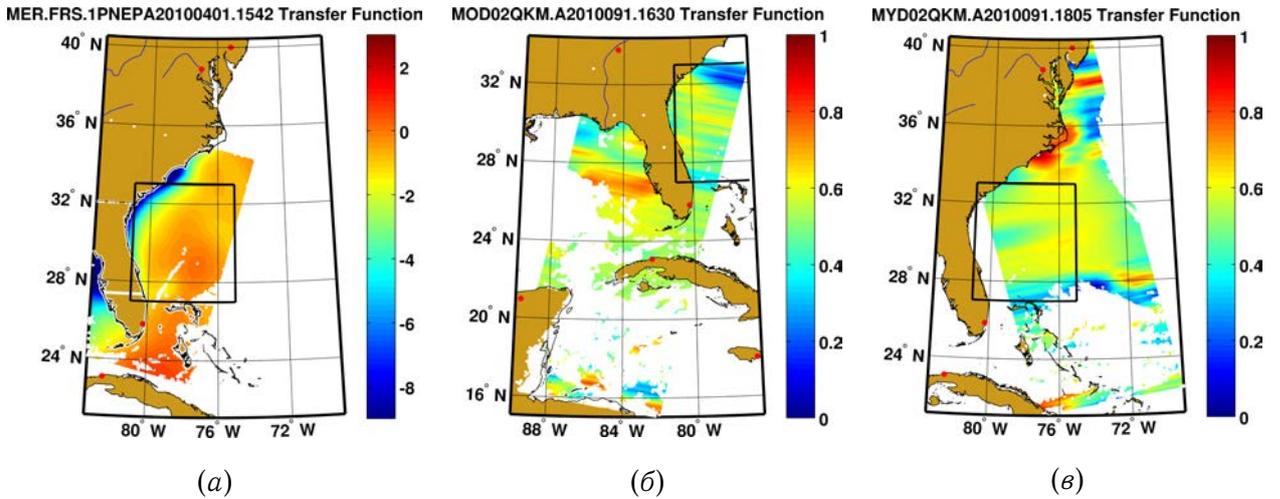


MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в)

Рисунок 1.15 – Контрасты яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0

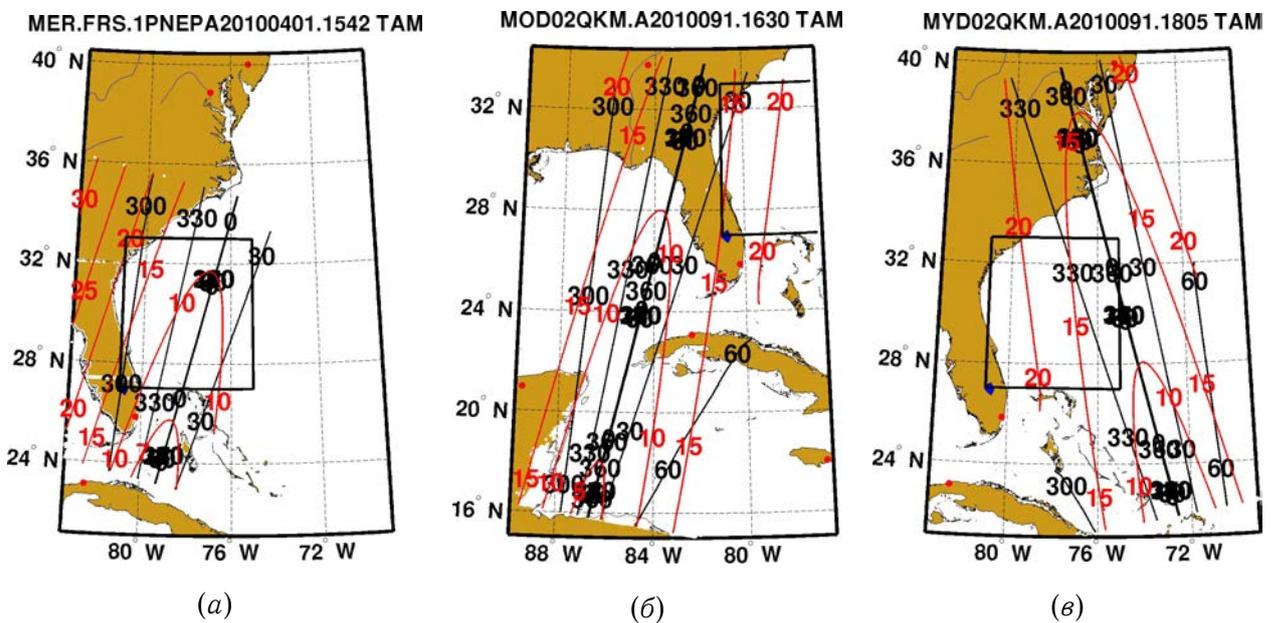
Передаточная функция, рассчитанная по уравнению (1.7), для сглаженного поля яркости солнечного блика изображена на Рисунке 1.16. При рассмотрении изображений передаточной функции можно заметить, что поле, полученное по данным MERIS, более однородно и в большей степени напоминает эллипс (Рисунок 1.16, а), нежели на изображениях передаточной функции MODIS (Рисунки 1.16, б, 1.16, в). Объяснить наблюдаемое возможно, если обратиться к геометрии наблюдений. На Рисунках 1.17 и 1.18 представлены карты локальных наклонов поверхности, обеспечивающих зеркаль-

ное отражение и карты зон инверсии контрастов, соответственно. Обратимся сначала к рассмотрению локальных наклонов поверхности.



MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в)

Рисунок 1.16 – Передаточная функция для связи контрастов вариаций яркости (Рисунок 1.15) и контрастов СКН (Рисунок 1.16)



MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в).

Красные линии – зенитный угол, чёрные – азимут на Солнце

Рисунок 1.17 – Карты локальных наклонов поверхности, обеспечивающие зеркальное отражение и , обусловленные геометрией наблюдений и положением солнца

Карты локальных наклонов поверхности характеризуют геометрию отражения/наблюдения, т.е. геометрию солнечного блика. Например при угле тильтирования (красные линии) 0° образуется центральная зеркальная точка, а при возрастании этого угла, блик “расплывается”. Азимут (чёрные линии) отвечает за форму эллипса блика, так, например, блик больше всего вытянут в направлении 0° или 360° и 180° .

По приведённым на Рисунке 1.18 картам зон инверсии контрастов, можно отследить изменение зон инверсии контрастов при различных ветрах (цветные изолинии на Рисунке 1.18). Для данного примера были выбраны скорости ветра 3, 7, 11 и 15 м/с, а также скорость ветра, построенная по данным NCEP GFS. При подробном рассмотрении этих изображений можно сделать вывод о том, что область нашего исследования находится вне зоны инверсии контрастов. Рассмотрение поведения передаточной функции непосредственно в зоне инверсии контрастов и объяснение причин их возникновения подробно приводится в Главе 2

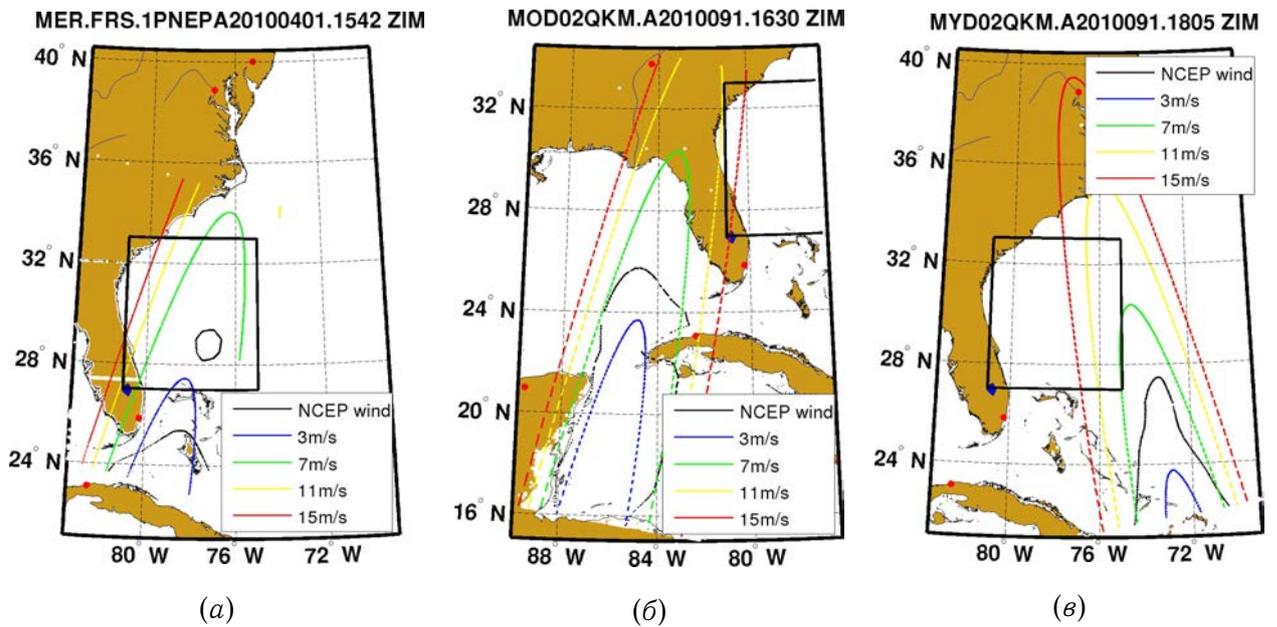
На Рисунке 1.17, б и Рисунке 1.18, б приводятся карты локальных наклонов поверхности и положения зон инверсии контрастов для изображения MODIS/Terra, соответственно. Фрагмент изображения покрывает большую часть Мексиканского залива, чтобы показать насколько далеко от центра блика находится область исследования.

Расчёт карт локальных наклонов поверхности проводился, исходя из уравнения (1.4), используя формулы для расчёта уклонов (1.3). Карты зон инверсии контрастов находятся из решения уравнений (1.7), (1.15), в которых передаточная функция равна 0.

Карты локальных наклонов поверхности и карты зон инверсии контрастов позволяют не только упростить анализ сложных изображений, но и значительно повысить достоверность и точность количественных оценок наблюдаемых явлений.

Если следовать вышеприведённым шагам выполнения программы, реализующей разработанный алгоритм, в итоге мы получим контрасты СКН, приведённые на Рисунке 1.19.

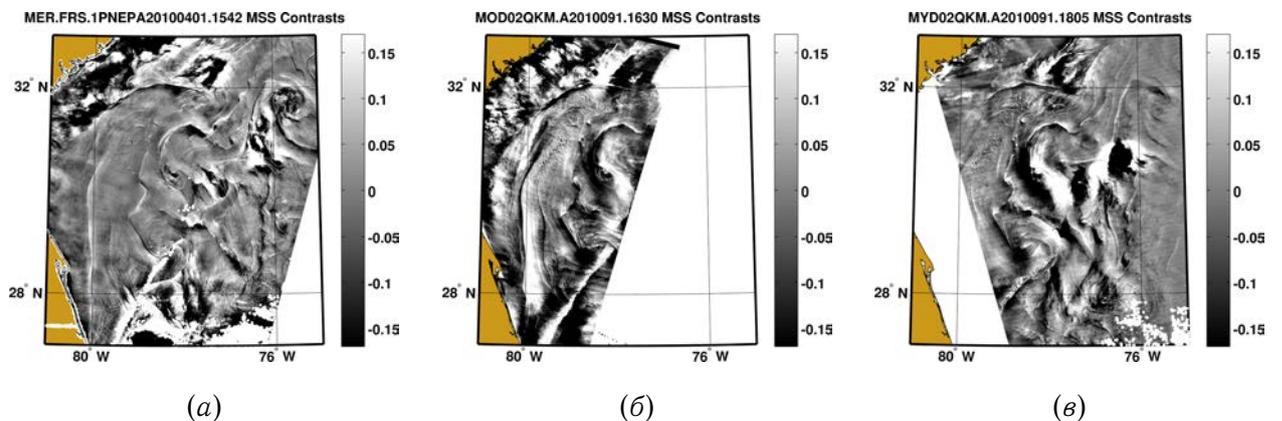
Рассмотрим ещё один любопытный пример. Возьмём сечения контрастов яркости \tilde{B}/B_0 изображений MODIS Terra и Aqua. На Рисунке 1.20, а приведена увеличенная область с проведённым сечением по изображению MODIS Terra, представленного в полном масштабе на Рисунке 1.15, в, а на Рисунке 1.20, б – MODIS Aqua. Сначала рассмотрим геометрию наблюдения данного района приборами MODIS, установленными на разных спутниках, в чём помогут рисунки с картами локальных наклонов



MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в).

Чёрная кривая - зона инверсии контрастов, рассчитанная для скорости ветра по модели NCEP, синяя, зелёная, жёлтая и красная - для 3, 7, 11 и 15 м/с, соответственно

Рисунок 1.18 – Карты зон инверсии контрастов для различных скоростей ветра

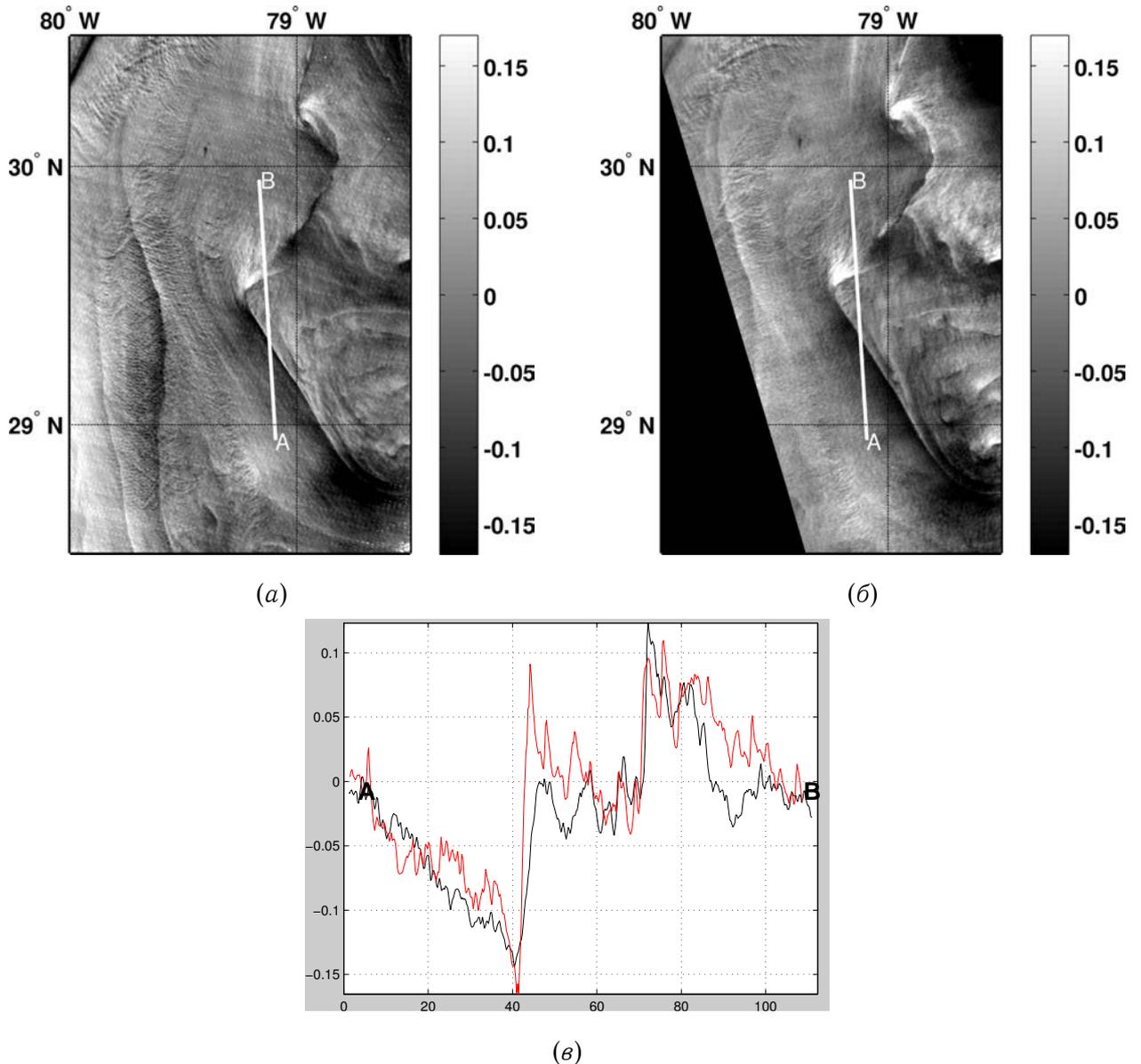


MERIS (a), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в)

Рисунок 1.19 – Контрасты СКН \tilde{s}^2/s_0^2

поверхности. Первое, что стоит отметить, разность азимутальных углов наблюдения в районе сечения составляет около 100° , т.е. наблюдения приборами одной и той же области на поверхности Океана производятся практически под прямым углом. Во-вторых, угол тильтирования в районе сечения варьируется около 20° , а это значит, что мы находимся вне зоны инверсии контрастов, при скорости ветра около 3-5 м/с.

На Рисунке 1.20, *в* изображены сами сечения, взятые по изображениям MODIS Aqua (чёрная кривая) и Terra (красная кривая). Обращаю внимание читателей, что формы сечений очень похожи. Это является следствием того, что распределение уклонов морской поверхности азимутально практически изотропно ($\alpha = s_c^2/s_u^2 = 1$). А это, в соответствии с моделью формирования яркости морской поверхности Кокса и Манка [9], приводит к тому, что наблюдаемые контрасты яркости и СКН не зависят от азимута наблюдений (относительно Солнца).



Изображения MODIS/Terra (а) и MODIS/Aqua (б) контрастов яркости с проведённым сечением (в)

Рисунок 1.20 – Сечения контрастов яркости \tilde{B}/B_0

1.6 Выводы по главе

В данной главе предложен метод восстановления пространственных вариаций среднеквадратичного наклона (СКН) морской поверхности по солнечному блику, регистрируемому оптическими сканерами из космоса. Вариации СКН могут быть связаны с поверхностными проявлениями различных процессов, происходящих в верхнем слое Океана, например, искусственными и биологическими сликами, внутренними волнами, градиентами мезо-масштабных течений и фронтальными разделами. С этой точки зрения, предложенный метод может рассматриваться как определенный шаг в направлении развития методов диагностики состояния поверхности Океана из Космоса.

Алгоритм восстановления основан на линейной связи вариаций яркости солнечного блика и контрастов СКН. Связь вариаций яркости солнечного блика и контрастов СКН осуществляется через передаточную функцию, которая зависит от пространственного распределения поля средней яркости солнечного блика.

При построении модели и разработки алгоритма предполагалось, что основной отклик морской поверхности на её возмущения, того или иного происхождения, вытекает из усиления, или же подавления СКН, в то время как другие статистические моменты, нормированные на СКН, изменяются незначительно. Это предположение основано на том факте, что несмотря на сильное подавление СКН в областях, покрытых сликами, коэффициенты анизотропии уклонов меняются незначительно [27].

Продемонстрировано, что при наличии 2-мерного поля яркости, передаточная функция может быть определена “напрямую” по усредненным градиентам яркости, непосредственно из 2D поля яркости солнечного блика без априорного задания какой либо модели плотности распределения вероятности (ПРВ) уклонов морской поверхности.

В тех случаях, когда 2-мерное поле яркости недоступно, передаточная функция определяется на основе априорного задания модели ПРВ.

Показано, что вариации яркости блика, вызванные одними и теми же явлениями, бывают как положительными, так и отрицательными. Область смены знака контраста яркости называется зоной инверсии контрастов. Происхождение этой зоны инверсии контрастов напрямую следует из определения модели формирования изображения солнечного блика. В этой зоне передаточная функция проходит через ноль, что приводит к сингулярному поведению восстановленных значений СКН в зоне инверсии контрастов.

Разработанный подход применим для любых спутниковых изображений в видимом диапазоне, в частности для данных, получаемых с оптических сканеров MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) и MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer), которые широко используются для решения научных и прикладных задач.

В качестве дополнительного полезного “продукта” реализации предложенного метода восстановления СКН являются реконструированные вариации скорости ветра.

Определены границы применимости предложенного алгоритма, обусловленного геометрией наблюдений и положения солнца. Для чего построены карты локальных наклонов поверхности, а также карты зон инверсии контрастов.

Разработан комплекс программ, который позволяет производить:

- загрузку, чтение и обработку оптических (MODIS, MERIS) и радиолокационных (ASAR, RADARSAT-1,2) изображений, а также вспомогательных данных (например, о приводном ветре и маске Земли);
- интерполировать геолокационные данные и данные о геометрии наблюдений;
- маскирование облаков и земной поверхности, исключение “битых” пикселей;
- устранение эффекта “пилы” и определение среднего и флуктуационного полей яркости;
- восстановление СКН и приводной скорости ветра при помощи разработанного алгоритма, как с, так и без априорного задания плотности распределения уклонов;

Предложенные алгоритмы и методики реализованы и апробированы в Лаборатории Спутниковой Океанографии (ЛСО) РГГМУ, в виде элементов спутникового информационного портала SATIN (от англ. **SAT**ellite Data Search and Manage **IN**formation Portal), предназначенного для поиска, получения, отображения, распространения и хранения данных дистанционного зондирования (<http://satin.rshu.ru/>), а также как элемент разрабатываемой синергетической платформы SYNTool (<http://syntool.solab.rshu.ru/>) ЛСО РГГМУ.

Глава 2

Оптические и радиолокационные исследования нефтяных slickов

Хорошо известно, что поверхностные пленки, подавляя короткие ветровые волны, проявляются на морской поверхности в виде slickов, которые при малых и умеренных ветрах легко регистрируются как оптическими приборами, так и радиолокаторами. Тем не менее, определение характеристик поверхностных загрязнений моря методами дистанционного зондирования остаётся проблемой, далекой от полного решения.

Существуют многочисленные публикации по идентификации естественных и искусственных поверхностных загрязнений на изображениях, полученных радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА), и установлению их связи с теми или иными источниками загрязнений (см., например, [37, 38, 39, 40]). “Простота” идентификации загрязнений привела к созданию оперативных автоматизированных спутниковых систем РСА контроля нефтяных загрязнений на ряде морских акваторий (см., например, <http://www.boost-technology.com>). Однако, на РСА изображениях пленки естественного и искусственного происхождения выглядят одинаково, - в виде темных пятен. Кроме этого существует ряд других естественных явлений (локальные штилевые области, области холодной поверхностной воды, проявления градиентов течений), приводящие к локальным депрессиям обратного рассеяния радиоволн, которые могут восприниматься как поверхностные загрязнения [40, 41]. Существующие методы выделения нефтяных загрязнений на фоне естественных контрастов РСА изображений базируются в основном на текстурном анализе “пятен”, однако достоверность такой идентификации остается весьма невысокой.

Альтернативным подходом является создание алгоритмов определения параметров загрязнений основанных на оценке величин контрастов сликa на одной или нескольких радиолокационных (РЛ) частотах [42] и различном наборе поляризаций излучения/приема РЛ сигнала. Реализация такого подхода, несомненно, требует либо надежных эмпирических соотношений, связывающих РЛ контрасты сликa с параметрами поверхностных веществ и скорости ветра, либо модели формирования РЛ контрастов, протестированной на экспериментальных данных. Однако, число систематических натурных экспериментов по исследованию спектральных или РЛ контрастов в сликaх, связанных с пленками с известными физико-химическими характеристиками, которые сопровождались бы измерениями параметров окружающей среды, все еще ограничено (см, например, [43, 44, 37, 45]). Более того, измерения контрастов, проведенные одними и теми же методами с одинаковыми веществами и при эквивалентных ветровых условиях, демонстрируют значительный разброс данных.

Кроме этого, в настоящее время существует определенный “дефицит” теоретических подходов к моделированию контрастов шероховатости морской поверхности в сликaх. Строгая теория разработана лишь для коэффициентов гашения волн бесконечно тонкими поверхностными пленками [46] и пленками конечной толщины [47]. Эти коэффициенты определяют скорость диссипации энергии, которая является одним из элементов уравнения баланса энергии ветровых волн. Существующие модели контрастов спектра ветрового волнения (см., [42, 44, 48, 37]) в качестве диссипации энергии в пленках используют модель [46], а отличие этих моделей друг от друга состоит в предположениях о важности тех или иных источников энергии в уравнении баланса энергии волн и их параметризации.

Помимо РЛ изображений, ещё более полувека назад Кокс и Манк [9, 10], использовали самолётные фотографии солнечного блика для изучения влияния искусственных плёнок на значения СКН. Позже, возможность наблюдения поверхностных сликoв по оптическим изображениям солнечного блика из космоса была продемонстрирована в многочисленных работах, например [49, 13, 14].

В этой главе показываются возможности предложенного метода, описанного в Главе 1, для восстановления аномалий СКН по яркости морской поверхности, покрытой нефтяными плёнками, в солнечном блике. Также приводится совместный анализ полученных результатов с данными радиолокаторов с синтезированием апертуры (РСА), и

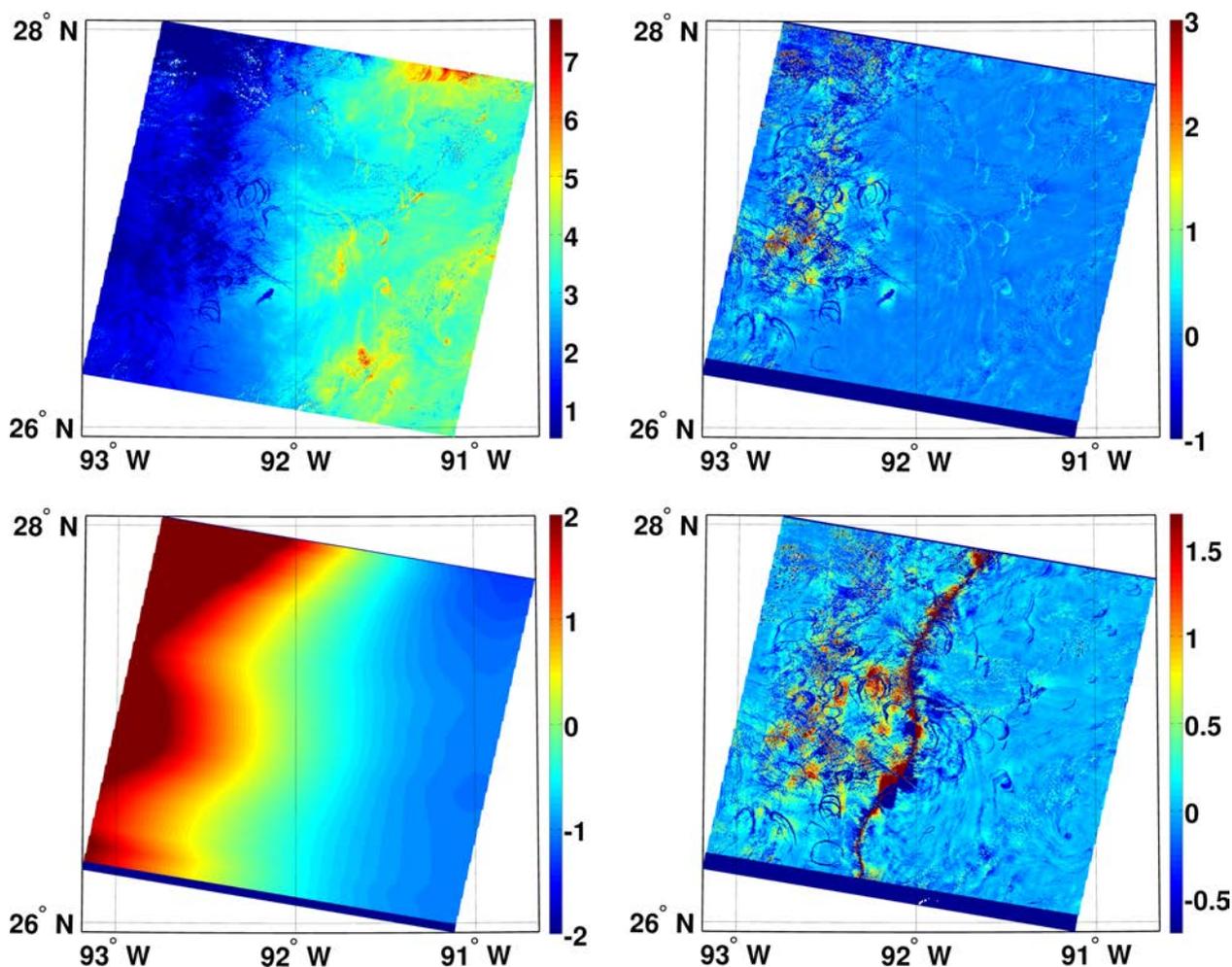
обсуждаются преимущества синергетического подхода в исследовании поверхностных сликов.

2.1 Нефтяные плёнки природного происхождения

Для начала обратимся к изображениям MODIS Мексиканского залива. На одном из приведённых ниже изображений яркости солнечного блика (Рисунок 2.1) различимы следы разлива нефтепродуктов природного происхождения. Изучая эти изображения, Ху с соавторами [14], обнаружили, что контрасты поверхностных сликов в солнечном блике бывают как яркими, так и тёмными. Контрасты сликов, как говорится в статье [14], зависят от угла между направлением визирования и направлением зеркального отражения θ_m . В рассматриваемом случае контрасты сликов меняли знак при $\theta_m \approx 12^\circ$, оставаясь положительными при меньших углах и отрицательными – при больших. Хотя Ху и соавторы в своей статье [14] описали наблюдаемое явление, но не смогли обобщить его и рекомендовали провести дальнейшие исследования. Обобщение этого явления и описание причин его возникновения проделано в данной работе.

Фрагмент исходного изображения MODIS (MODIS/Terra, 2 Июня 2005, 16:55 GMT), анализированного в [14] приведён на Рисунке 2.1 (верхний левый). На данном изображении видно большое количество “закрученных” структур. Эти структуры и есть слики, образованные из природно-сформировавшейся нефти, выделяющейся естественным образом из так называемых грифонов на морском дне. Контрасты яркости \tilde{B}/B_0 , представленные на Рисунке 2.1 (верхний правый), имеют различные знаки по разным сторонам 92-го градуса западной долготы. Происхождение этой зоны, так называемой зоны инверсии контрастов, следует из определения передаточной функции (1.7). Как уже утверждалось ранее, возникновение воображаемой линии, делящей область солнечного блика на две части, где вариации СКН приводят к отрицательным и положительным контрастам яркости, следует из решения уравнения: $T(x, y) = 0$ (см. также Рисунок 1.5, где представлены модельные расчёты).

Рисунок 2.1 (нижний левый) показывает передаточную функцию, рассчитанную по уравнениям (1.7), (1.8) и (1.9) для сглаженного поля яркости солнечного блика. Контрасты СКН \tilde{s}^2/s_0^2 , полученные по полю яркости, изображены на Рисунке 2.1 (нижний правый). В окрестности зоны инверсии контрастов, где передаточная функция стремится к нулю: $T \rightarrow 0$, она проявляется как область сингулярных, очень больших значений,



(верхний левый) Фрагмент изображения с прибора MODIS/Terra (Июнь, 2, 2005, 16:55 GMT) на длине волны 645нм (красный канал) Мексиканского залива с особенностями проявления нефтяных slickов в солнечном блике. (верхний правый) Контрасты яркости \tilde{I}/V . (нижний левый) Передаточная функция. (нижний правый) Восстановленные контрасты СКН

Рисунок 2.1 – Фрагмент изображения, полученного с прибора MODIS/Terra (Июнь, 2, 2005, 16:55 GMT)

и, как следствие, не имеет физического значения. Поле вариаций яркости, конвертированное в поле контрастов СКН, с использованием алгоритма, описанного в Главе 1, показано на Рисунке 2.1 (верхний правый).

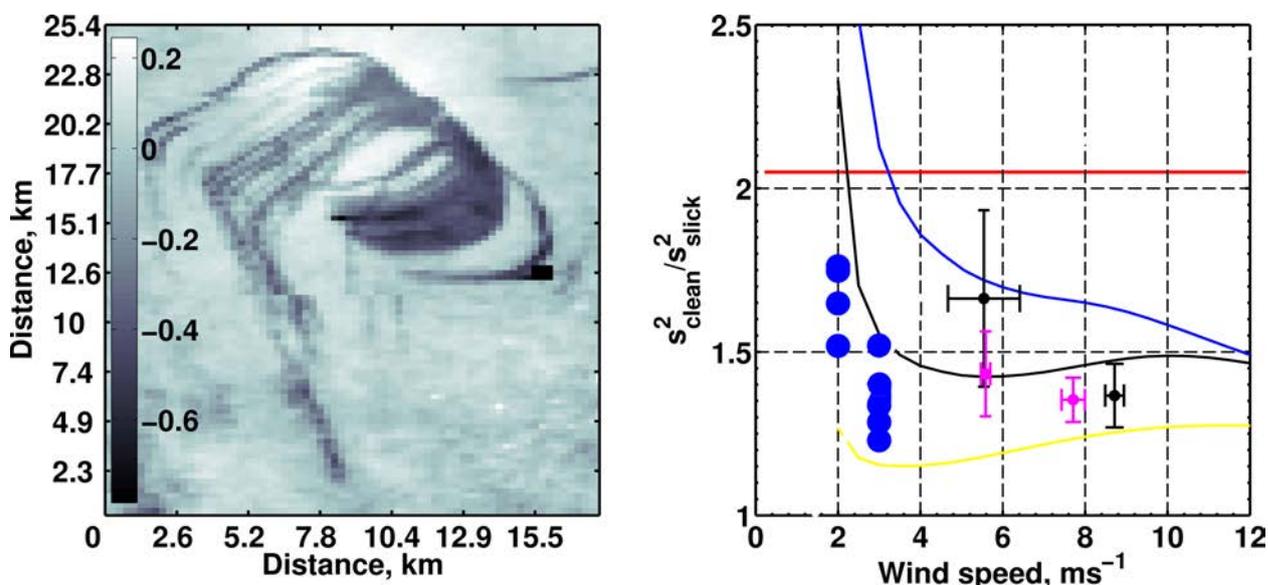
После применения алгоритма, контрасты, ассоциируемые с нефтяными slickами, теперь систематически отрицательны. Также можно отметить другие особенности в контрастах СКН (как отрицательные, так и положительные), вызванные вариациями в поле ветра на внутренних масштабах блика. Контрасты СКН нефтяных slickов со-

ставляют $\tilde{s}^2/s_0^2 \approx 0.3 - 0.4$, что эквивалентно уменьшению СКН внутри слика в 1.5 раза. Эта оценка ниже оценки, приведённой Коксом и Манком [10] (2-2.5 раза), для поверхностных сликов, образованных смесью рыбьего жира, моторного масла и дизельного топлива. Также стоит обратить внимание, что упругость такой поверхностной плёнки меньше упругости смеси рыбьего жира, которая составляет около 30 мН/м и, предположительно больше упругости нефтепродуктов, которая плохо изучена (одно из предложенных значений $E=4 \text{ мН/м}$, из личного общения с С. Ермаковым). Поскольку упругость поверхностных плёнок определяет подавление коротких ветровых волн, меньшее значение упругости должно приводить к меньшим контрастам в сликах (см. раздел 2.3 и Рисунок 2.10 ниже).

На Рисунке 2.2 (слева) показан увеличенный фрагмент Рисунка 2.1 (нижний левый), содержащий “индивидуальные” нефтяные слики, а на Рисунке 2.2 (справа) представлена зависимость контрастов СКН от скорости ветра по 12-и выбранным нефтяным сликам. Оценки скорости ветра были проведены по значениям s_0^2 , используя эмпирические соотношения Кокса и Манка [9, 10]. Также на Рисунке 2.2 приведены контрасты СКН биогенных сликов, полученные Коксом и Манком [10], которые определены как отношение регрессионных прямых СКН для чистой и сликовой поверхности моря. Как следует из Рисунка 2.2 (справа), при малых скоростях ветра, наблюдаемые контрасты СКН нефтяных сликов находятся ниже уровня контрастов, обнаруженных Коксом и Манком [9, 10] для сликов из смеси рыбьего жира. Отсюда можно заключить, что вязкость нефтяных плёнок систематически ниже вязкости биологических плёнок, ассоциируемым в данном случае с рыбьим жиром.

2.2 Катастрофические нефтяные загрязнения

Катастрофический разлив нефти в результате взрыва на нефтяной платформе Дипвотер Хорайзон (англ. Deepwater Horizon) в Мексиканском заливе выбран для дальнейшей иллюстрации работы предложенного метода. На Рисунке 2.3 приводятся изображения MODIS (MODIS/Terra, Май, 24, 2010, 16:45 GMT) и MERIS (MERIS/Envisat, Май 24, 2010, 16:17 GMT) в красных каналах (645 нм и 681 нм , соответственно). Стоит отметить, что одно изображение MODIS/Terra полностью не покрывает нефтяной слик. Поэтому на Рисунке 2.3, б приводится композит двух изображений MODIS/Terra, полученных 16:45 и 16:50 GMT. Разница во времени между



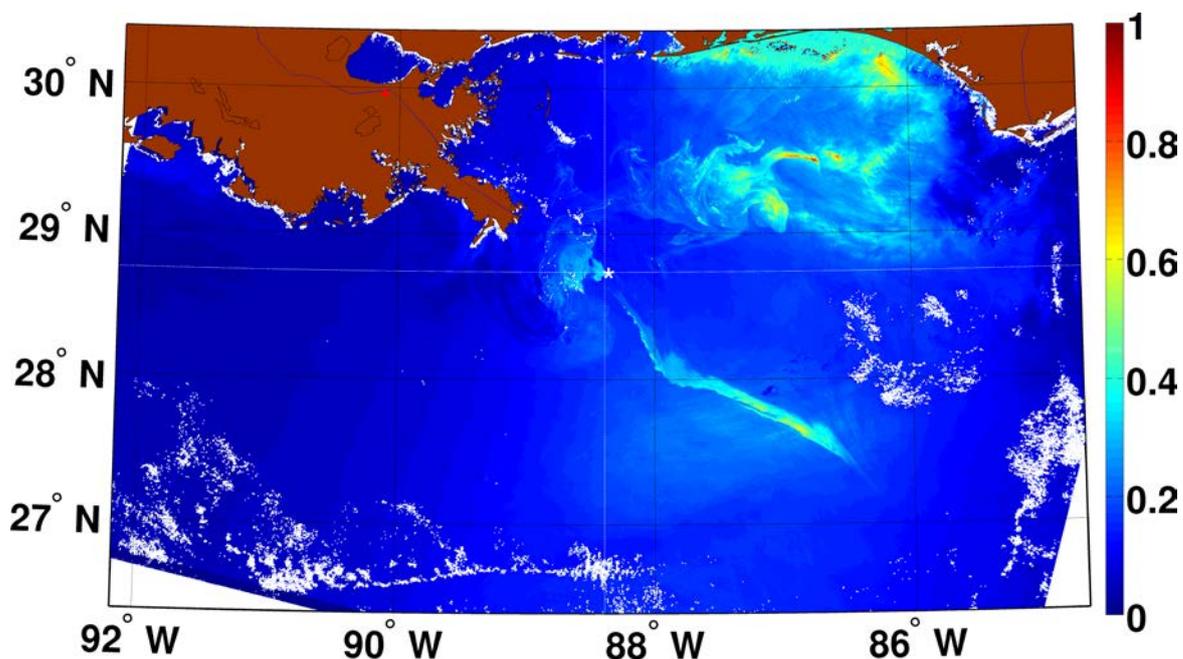
(слева) Увеличенный фрагмент контрастов СКН, изображённых на Рисунке 2.1, содержащем “индивидуальные” нефтяные слики. (справа) Контрасты СКН нефтяных сликов, полученных по изображению MODIS на Рисунке 2.1 (синие точки при скоростях ветра 2-3м/с), по изображению MERIS на Рисунках 2.6 и 2.8 (фиолетовые точки с ошибками), и по изображениям MODIS (чёрные точки с ошибками). Красной кривой показаны контрасты СКН рыбьего жира из результатов Кокса и Манка [9, 10]. Желтая, чёрная и синяя кривые отражают результаты моделирования контрастов СКН, вызванных тонкими поверхностными сликами с 5, 15 и 30мН/м, соответственно

Рисунок 2.2 – Увеличенный фрагмент контрастов СКН, изображённых на Рисунке 2.1, содержащем “индивидуальные” нефтяные слики, и зависимость контрастов от скорости ветра

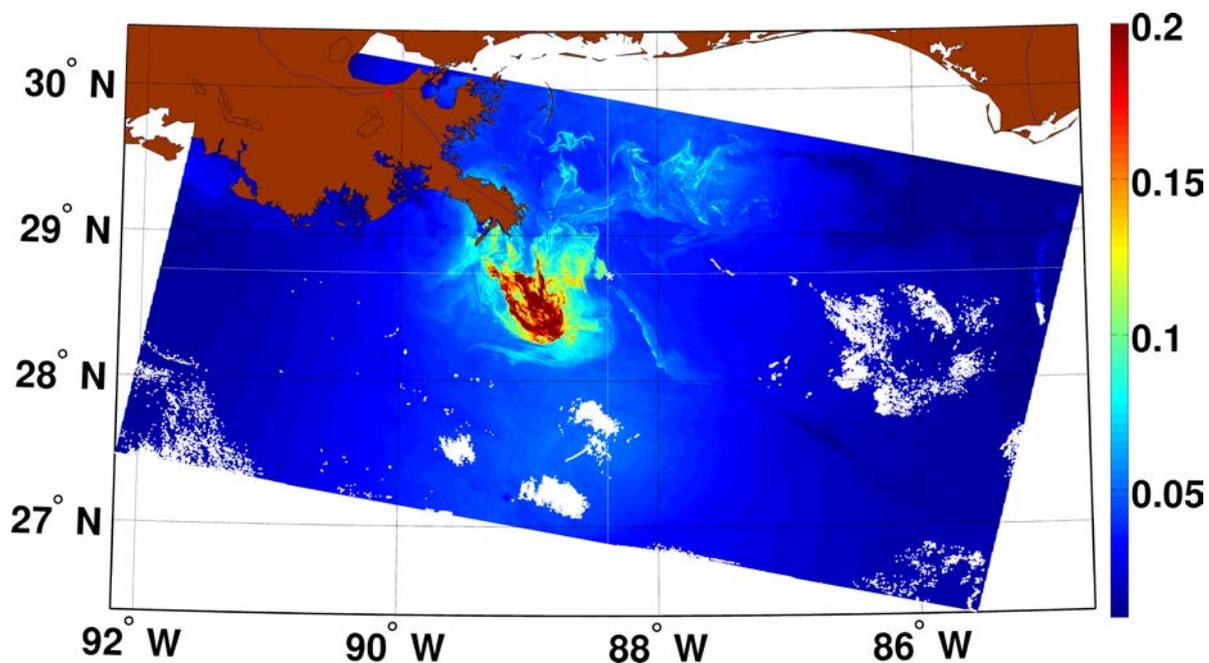
рассматриваемыми снимками MERIS и MODIS около получаса, поэтому стоит полагать, что “геометрия” нефтяного загрязнения на поверхности Океана не должна была сильно измениться за этот промежуток. Однако, в результате различных условий наблюдения и положения Солнца, “геометрия” слика на изображениях MODIS и MERIS в солнечном блике всё-таки отличается.

Рассматриваемые изображения обработаны по методологии, изложенной в предыдущей главе (см. Глава 1, раздел 1.3). Поля средней яркости солнечного блика B_0 (масштаб осреднения 30x30 км²) для данных MERIS и MODIS представлены на Рисунках 2.4, а и 2.4, б. Передаточная функция для данных MODIS, показана на Ри-

сунке 2.4, *г*, напрямую рассчитывается из осреднённого поля яркости (следуя уравнениям (1.7), (1.8) и (1.9)). Обратите внимание, что на рисунке проявляется наклонная линейная неоднородность, образованная в результате слияния двух изображений MODIS/Terra. Для оценки передаточной функции данных MERIS использовалось направление ветра по данным NCEP, а затем проводился расчёт СКН, используя уравнение (1.15). Передаточная функция для данных MERIS приведена на Рисунке 2.4, *в*.



(a)

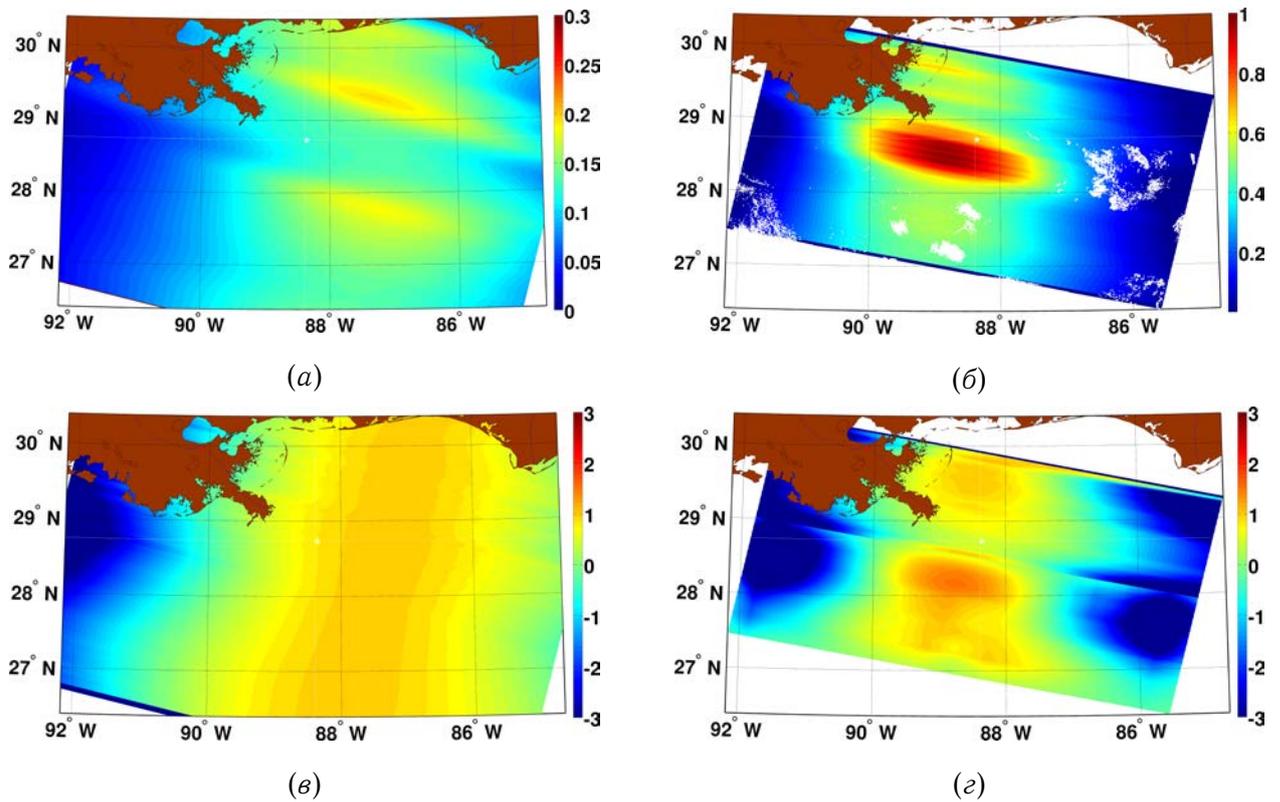


(б)

Цветовая шкала приведена в относительных единицах и характеризует яркость изображений. Маска облаков выделена белым цветом, а маска земли коричневым.

Координаты нефтяной платформы *Deerwater Horizon*: 28.73°СШ, 88.38°ЗД

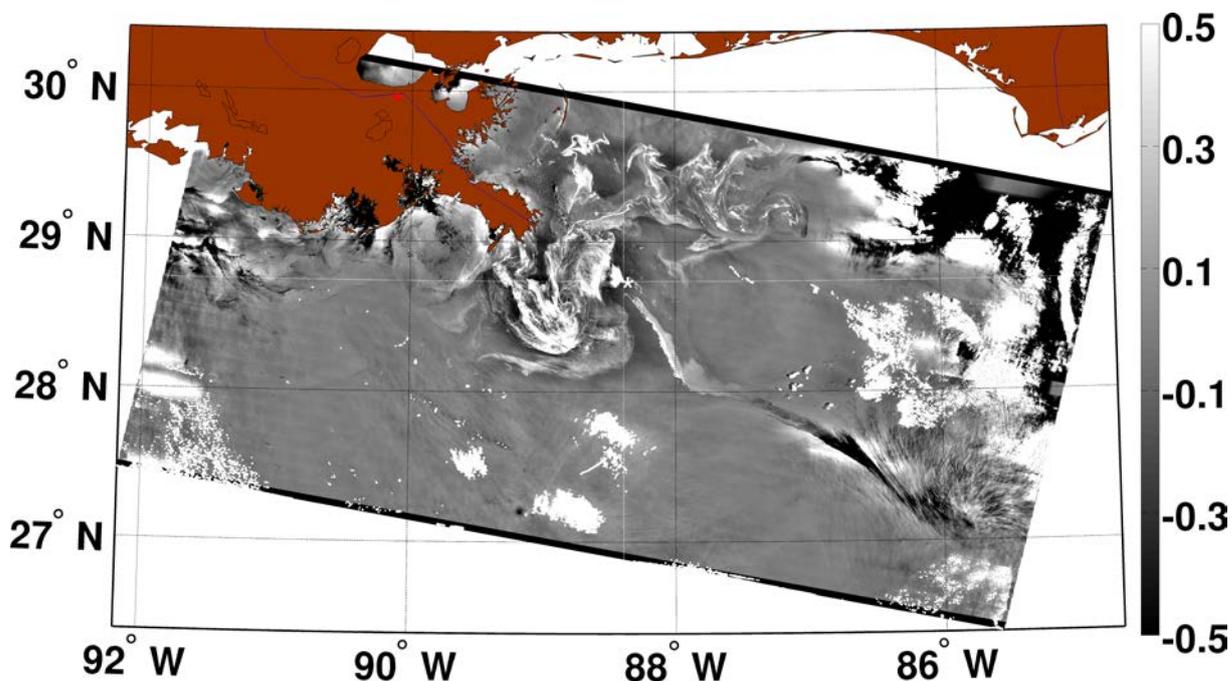
Рисунок 2.3 – Фрагмент исходного изображения MERIS/Envisat в красном канале (681нм), полученное 24 Мая 2010, 16:17 GMT (а) и композитное изображение двух снимков MODIS/Terra в красном канале (645нм), полученное 24 Мая 2010, 16:45 и 16:50 GMT (б)



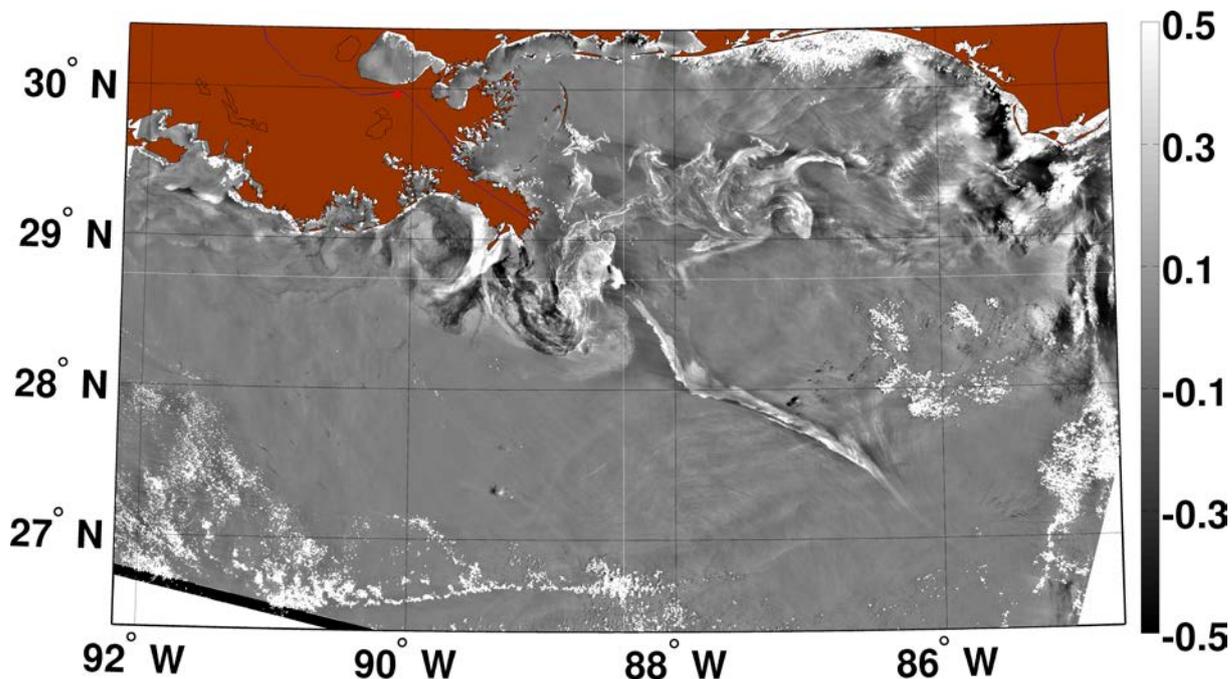
Усреднённая яркость B_0 изображений MERIS и MODIS (а) и (б), соответственно. Передаточная функция T , определяемая из уравнений (1.15) для MERIS и (1.7), (1.8) и (1.9) для MODIS (в) и (г), соответственно. Наклонный линейный разрыв в поле T (г) около 28.5° СШ появился в результате “склеивания” двух изображений MODIS/Terra, полученных в 16:45 и в 16:50 GMT

Рисунок 2.4 – Усреднённая яркость B_0 с изображений MERIS и MODIS, а также передаточная функция T

Контрасты яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0 для данных MERIS и MODIS представлены на Рисунке 2.5. Из представленного изображения видно, что поля контрастов согласуются, хотя есть и некоторые отличия. В районе 87° ЗД на обоих изображениях отчётливо видна “нефтяная струя”, которая проявляется в виде светлых контрастов на изображении MERIS (Рисунок 2.5, а), но в поле контрастов MODIS (Рисунок 2.5, б) яркость струи меняется от светлой к тёмной. Если обратиться к Рисунку 2.4, б, можно заметить, что передаточная функция T меняет знак в этом районе, что соответствует зоне инверсии контрастов яркости. Нефтяная струя пересекает зону инверсии контрастов и, поэтому, контрасты яркости нефтяной струи в солнечном блике также меняет свой знак.



(a)



(б)

Проявление нефтяного разлива в контрастах яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0 , на изображениях MERIS (a) и MODIS (б)

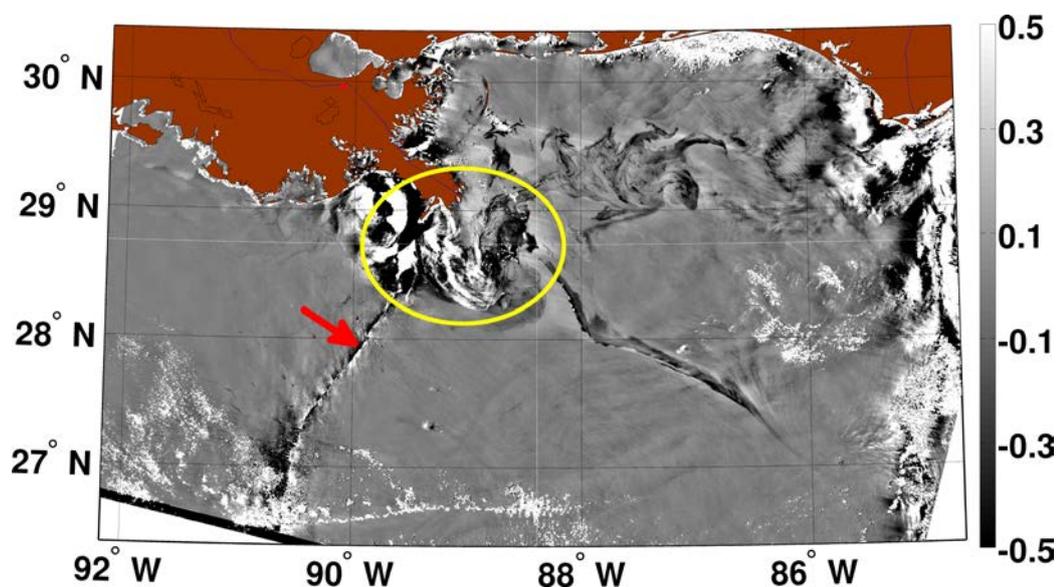
Рисунок 2.5 – Контрасты яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0

На Рисунке 2.6 приведены контрасты СКН \tilde{s}^2/s_0^2 , полученные по изображениям яркости в солнечном блике MERIS и MODIS (Рисунок 2.5), с использованием передаточной функции, представленной на Рисунке 2.4. Сопоставляя полученные изображения,

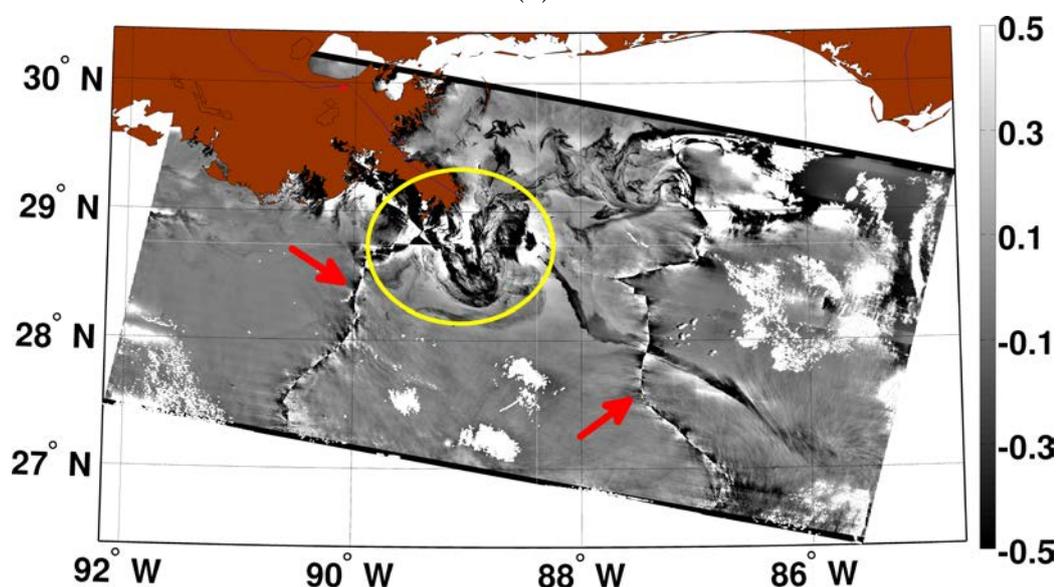
видно, что аномалии СКН, полученные с применением двух различных алгоритмов (см. выражения (1.7) и (1.15) в разделах 1.3.2 и 1.3.3) к двум независимым изображениям, дают очень схожие результаты. Это подтверждает надежность предложенной методологии. Усреднённые контрасты СКН в нефтяной струе, полученные по изображениям MODIS и MERIS, показаны на Рисунке 2.2 (справа).

Стоит также отметить несколько особенностей, наблюдаемых на обработанных изображениях (см. Рисунок 2.6). Во-первых, линейные особенности (отмеченные красными стрелками), с сингулярным поведением контрастов СКН, связаны с зонами инверсии контрастов. Также на изображениях наблюдаются отрицательные и положительные вариаций контрастов в области, заключённой в жёлтый контур, близ устья реки Миссисипи. Более того, эти положительные/отрицательные значения на обоих изображениях не перекрываются. Учитывая тот факт, что нефтяная плёнка подавляет короткие волны и СКН, “яркие” особенности СКН на Рисунке 2.6 должны рассматриваться как артефакты, вызванные какими-то другими факторами. Если предположить, что толщина нефтяной плёнки в этом районе значительно больше длины волны красного света (640-680нм), т.е. толщина порядка 1 микрона и более, то в этом случае, оптические свойства самой нефти могут доминировать над изменениями яркости морской поверхности в зоне, покрытой этой нефтью. Предложенный алгоритм не учитывает возможность изменения “цвета” поверхности, поэтому смена знака и изменение амплитуды восстановленных контрастов некорректны и не несут физического смысла.

Чтобы подробнее продемонстрировать эффект изменения толщины нефтяной плёнки, рассмотрим случай синхронной съёмки приборами MERIS и ENVISAT ASAR. На Рисунке 2.7 представлены восстановленная по данным РСА скорость ветра (с использованием алгоритма CMOD-4) и яркость морской поверхности в красном канале MERIS над Мексиканским заливом 26 Апреля 2010. Нефтяной разлив виден на обоих изображениях. Увеличенные фрагменты этих изображений представлены для контрастов УЭПР и контрастов СКН на Рисунке 2.8. Контрасты СКН получены при помощи метода, описанного в Главе 1.



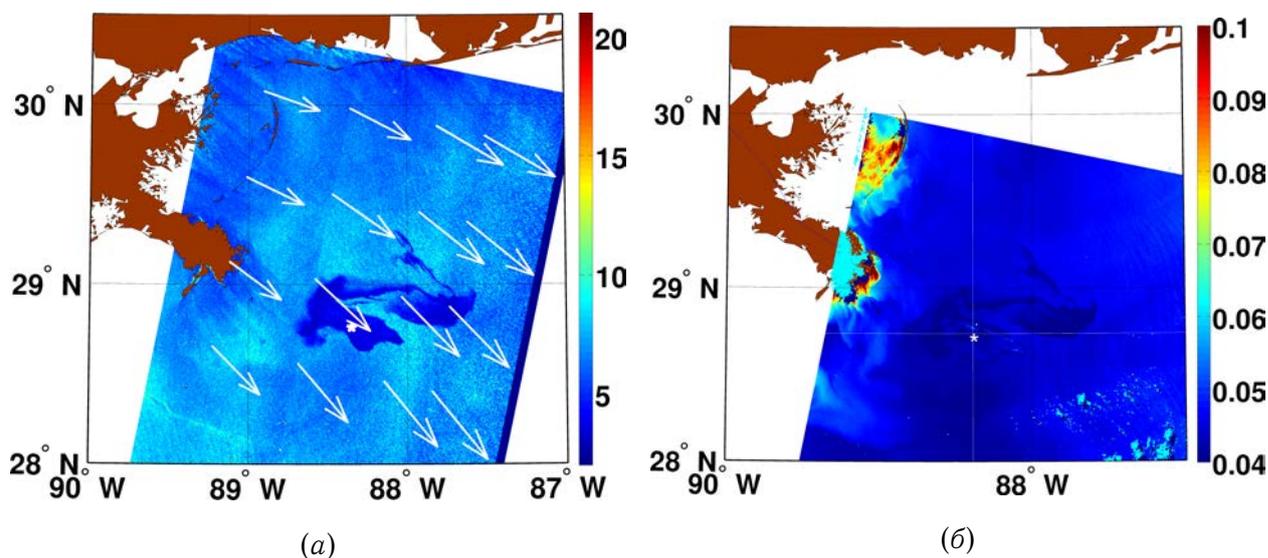
(a)



(б)

Красными стрелками обозначены области инверсии контрастов, где восстановленный СКН имеет сингулярные значения и не несёт физического смысла. Яркие участки контрастов СКН, обведённые жёлтым контуром, не относятся к особенностям шероховатости морской поверхности, но, скорее всего, являются индикаторами проявления оптических свойств нефтяной плёнки. Таким образом, толщина нефтяной плёнки в этой области (внутри контура) может быть значительно большей длины волны красного света

Рисунок 2.6 – Аномалии СКН \tilde{s}^2/s^2 , восстановленные по данным прибора MERIS (а) и MODIS (б)



На изображении MERIS видно проявление нефтяного разлива в Мексиканском заливе в красном канале 26 Апреля 2010г. ASAR представлено в виде скорости ветра, рассчитанной по УЭПР с использованием модели CMOD-4. Белые стрелки на PCA изображении показывают направление ветра NCEP

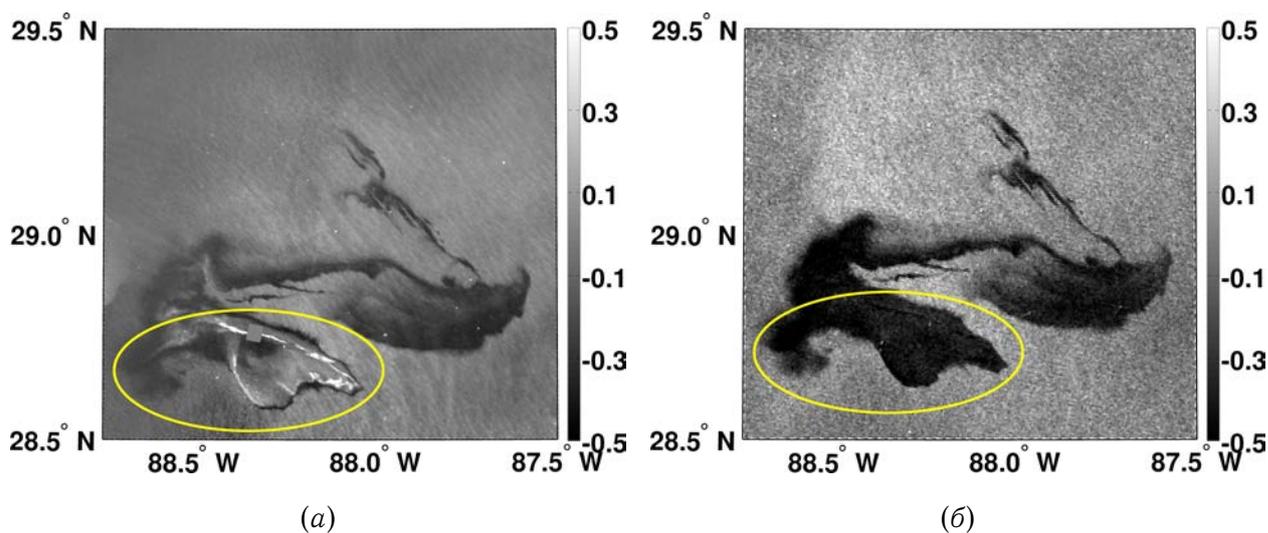
Рисунок 2.7 – Изображения (а) ASAR (15:58 GMT), и (б) MERIS (15:56 GMT)

Из Рисунка 2.7 видно, что нефтяной разлив на обоих изображениях имеет схожую “геометрию”, однако, контрасты УЭПР и СКН значительно разнятся. Разделим области, изображённого на Рисунке 2.8 разлива, на 2 части – внутри и вне жёлтого контура. Поля контрастов СКН и УЭПР “вне” жёлтого контура визуалью хорошо коррелируют. Связь контрастов СКН и УЭПР представлена на Рисунке 2.9. Из Рисунка 2.9 видно, что контрасты СКН хорошо коррелируют с УЭПР, а значения СКН несколько ниже УЭПР с коэффициентом отношения около 0.6: $\tilde{s}^2/s^2 \approx 0.6 \cdot \tilde{\sigma}_0/\sigma_0$.

Контрасты СКН, усреднённые по части изображения MERIS “вне” жёлтого контура также приводятся на Рисунке 2.2 (справа). Отметим, что тот же слик также наблюдался прибором MODIS полчасом позднее, однако, здесь это изображение не приводится. Обработка этого спутникового снимка показало, что поле контрастов СКН, представленное на Рисунке 2.8, а, очень схоже на усреднённые значения контрастов СКН по данным MODIS на Рисунке 2.2 (справа).

Усреднённые контрасты УЭПР нефтяного слика “вне” жёлтого контура из Рисунка 2.8, б приведены на Рисунке 2.9 (справа). Две другие оценки контрастов УЭПР на Рисунке 2.9 (справа) получены при меньших скоростях ветра по данным PCA ASAR 25 Мая 2010, 15:47 GMT на следующий день после получения обсуждаемых изображений

MERIS и MODIS на Рисунке 2.3. В обоих случаях, скорость ветра была восстановлена по изображениям ASAR с использованием алгоритма CMOD-4 (см., например, Рисунок 2.7, а). Представленные на Рисунке 2.9 контрасты УЭПР, показывают их сильную зависимость от скорости ветра. Сопоставляя контрасты УЭПР на Рисунке 2.9 (справа) и контрасты СКН на Рисунке 2.2 (справа) можно заключить, что при слабых и умеренных скоростях ветра, нефтяные слики проявляются на РСА изображениях лучше, нежели на оптических.



Изображения содержат нефтяной разлив и представлены в терминах УЭПР (линейные единицы) и контрастов СКН. Толщина нефтяной плёнки в области внутри жёлтого контура значительно больше длины волны красного света

Рисунок 2.8 – Увеличенные фрагменты изображений MERIS (а) и ASAR (б), представленных на Рисунке 2.7

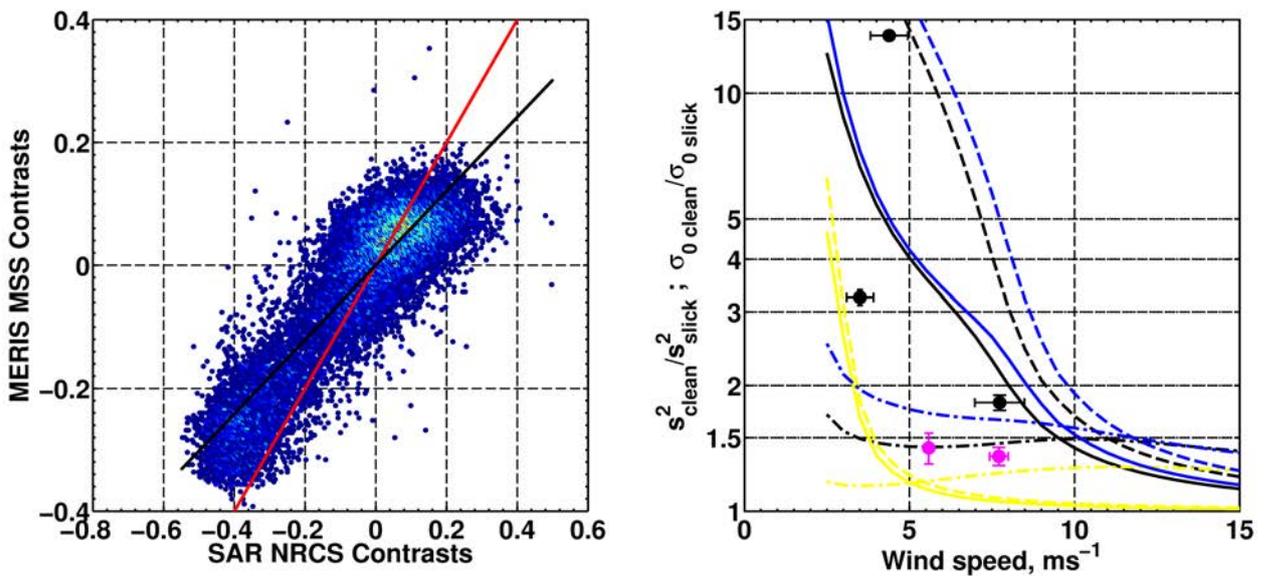
Возвращаясь к Рисунку 2.8, а, отметим, что область внутри жёлтого контура демонстрирует аномальное поведение контрастов СКН. Контрасты СКН в этой области обладают сильной изменчивостью, и некоторые из участков проявляются очень ярко. Исходя из данных РСА (см. Рисунок 2.8, б) видно, что короткое ветровое волнение значительно подавляется в этой области. Поэтому можно предположить, что яркие участки контрастов СКН внутри жёлтого контура не связаны с усилением шероховатости морской поверхности, а, скорее всего, являются следствием проявления оптических свойств нефтяной плёнки, если толщина нефтяной плёнки значительно больше длины волны красного света. Таким образом, можно предположить, что “яркие особенности”,

хорошо различимые в поле контрастов СКН внутри жёлтого контура, относятся к цвету самой нефти.

2.3 Контрасты СКН и УЭПР нефтяных сликов

В предыдущем разделе предполагается, что представленные на Рисунке 2.8, а контрасты СКН, заключённые внутри жёлтого контура, соответствуют толстым, в сравнении с длиной волны красного света, нефтяным плёнкам. Показанные же на Рисунке 2.2 (справа) контрасты СКН, - наоборот, соответствуют тонким. Если предположить, что толщина тонких плёнок, значительно меньше длин капиллярных волн, тогда механизм гашения поверхностных волн тонкими нефтяными плёнками может быть описан в рамках классической теории Марангони [50]. В этом случае, модуль упругости является единственным параметром, характеризующий свойства подавления тонких нефтяных плёнок и до сих пор остаётся плохо изученным.

Нефтяная плёнка влияет на ветровые волны через изменение коэффициента затухания волн. Соотношение для коэффициента затухания волн в присутствии поверхностных тонких плёнок даётся в [50]. Вязкая диссипация играет ключевую роль в балансе энергии капиллярно-гравитационных волн. Поэтому, поверхностные плёнки, увеличивая энергию диссипации, должны влиять как на спектр коротких волн, так и на среднеквадратичный наклон (СКН). В данной работе мы используем модель спектра ветровых волн из модели формирования радиолокационных изображений (RIM), предложенной в [41, 51, 1] и [2]. Основные соотношения модели приводятся в Приложении А. В модели RIM используется модель спектра волн, который изначально был создан для моделирования спектра волн в фоновых условиях (не подверженных воздействию поверхностных загрязнений), и использовался для анализа данных радиолокационного зондирования морской поверхности. Этот спектр, а так же предложенная в этих работах композитная РЛ модель, учитывающая вклад обрушения волн на РЛ сигнал, была верифицирована на многочисленных экспериментальных данных, и показала вполне удовлетворительное соответствие (см, например, [52]). Этот спектр и соответствующая РЛ модель используются в данной работе в исходной форме, без какой-либо специальной модификации или подгонки параметров. Уравнение баланса энергии в равновесном диапазоне гравитационных и капиллярно-гравитационных волн записывается следующим образом:



(слева) Отношение контрастов СКН и контрастов УЭПР нефтяного слика в области “вне” жёлтого контура, изображённого на Рисунке 2.8. Красная линия – отношение один к одному, а чёрная – линейная регрессия данных:
 $\tilde{s}^2/s^2 \approx 0.6 \cdot \tilde{\sigma}_0/\sigma_0$. (справа) Чёрная точка с погрешностью в районе значения скорости ветра 7.5м/с – усреднённые контрасты УЭПР нефтяного слика вне жёлтого контура на Рисунке 2.8, б. Две другие чёрные точки – контрасты УЭПР того же нефтяного разлива, но полученные по изображению ASAR 25 Мая 2010, 15:47 GMT (здесь не приводятся). Розоватые точки – усреднённые контрасты СКН, полученные по изображению MERIS на Рисунке 2.6, а, для нефтяной струи, и на Рисунке 2.8, а для области вне жёлтого контура. Точка-пунктирные линии – данные симуляции модели формирования радиолокационных изображений (RIM) контрастов СКН нефтяного слика для $E=5, 15, 30$ мН/м (жёлтая, чёрная и синяя линии, соответственно). Результаты RIM симуляций контрастов УЭПР нефтяного слика в рамках “чисто” Брэгговской модели рассеяния и полной модели УЭПР, учитывающей эффект обрушений волн на обратное рассеяние радиолокационного сигнала приводятся в виде пунктирных и сплошных линий, соответственно. Пояснения к цветам линий контрастов УЭПР такие же как и у СКН

Рисунок 2.9 – Контрасты СКН и контрасты УЭПР нефтяного слика вне жёлтого контура, изображённого на Рисунке 2.8

$$\beta_\nu(k)B(k) - B(k) [B(k)/\alpha]^n + I_{wb}(k) = 0, \quad (2.1)$$

где $B(k)$ - спектр насыщения ветровых волн, α и n - модельные параметры, I_{wb} - скорость генерации коротких волн в результате обрушения более длинных волн (включая генерацию паразитных капилляров), β_ν - скорость эффективного роста волн

$$\beta_\nu = c_\beta (u_*/c)^2 \cos\varphi |\cos\varphi| - 4\nu k^2/\omega, \quad (2.2)$$

представляющая разность между “ветровой накачкой” энергии (первый член п.ч.) и вязкой диссипацией (второй член п.ч.), φ – угол между векторами скорости ветра и волнового числа, c , ω and k фазовая скорость, частота и волновое число, соответственно, c_β - “постоянная” скорости роста ветра (соответствует параметризации Стюарта [53]), u_* - динамическая скорость, ν - эффективный коэффициент вязкости, учитывающий влияние поверхностной плёнки (для чистой поверхности он соответствует молекулярному коэффициенту вязкости воды ν_0). Из уравнения (2.1) следует, что спектр коротких волн определяется балансом различных источников и стоков энергии, представленных в (2.1): притоком ветровой энергии и вязкой диссипацией (первый член), нелинейные потери энергии, включая обрушения волн (второй член), генерацию паразитных капилляров и коротких волн, в результате обрушения более длинных ветровых волн (третий член). Форма волнового спектра следует из решения уравнения (2.1) (подробнее см. [1, 54]).

Влияние поверхностных плёнок на спектр волн проявляется через модификацию коэффициента вязкости в первом члене уравнения баланса энергии (2.1). Коэффициент эффективной вязкости поверхности воды, покрытой тонкой поверхностной плёнкой с упругостью $E = 5, 15, \text{ и } 30 \text{ мН/м}$, нормированной на коэффициент вязкости воды представлен на Рисунке 2.10, а. С увеличением упругости плёнки, величина коэффициента эффективной вязкости увеличивается и его пик смещается в сторону более длинных волн. Увеличение вязкой диссипации нарушает баланс энергии (2.1) и приводит к подавлению спектральной энергии в высокочастотной части спектра. Спектры коротких волн, проинтегрированные по всем направлениям на чистой поверхности и в присутствии поверхностных плёнок, показаны на Рисунке 2.10, б. Особенностью спектров волн в присутствии плёнок является резкое падение энергии в высокочастотной области спектра, которая смещается в область низких частот с увеличением упругости. Эта спектральная “отсечка” связана с пересечением нуля эффективным ростом волн (2.2),

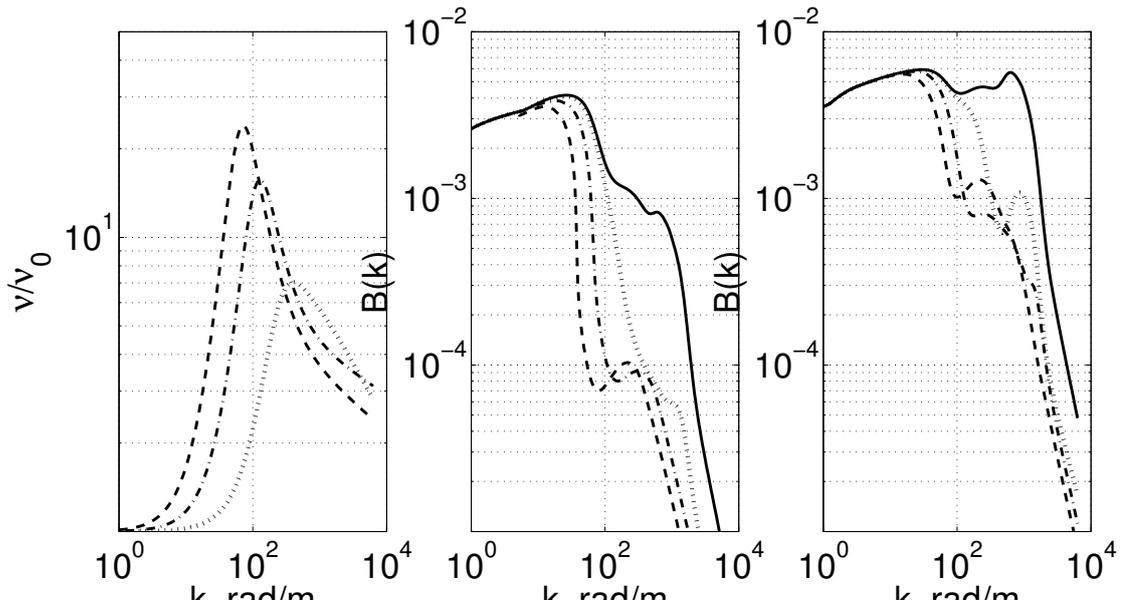
когда вязкая диссипация (зависящая от E) превышает приток ветровой энергии. Волновое число спектральной отсечки k_{cut} может быть рассчитан из решения уравнения $\beta_v(k_{cut}) = 0$. СКН морской поверхности определяется через спектр насыщения как

$$s^2 = \int_k B(k) d \ln k \quad (2.3)$$

Как следует из этого уравнения, СКН должен быть чувствителен к волновому числу спектральной отсечки, а следовательно, - и к упругости нефтяной плёнки. В этом случае СКН в слике могут являться источником информации о его природе. Также стоит обратить внимание на локальный высокочастотные спектральные пики в спектре насыщения для плёнок с упругостями $E=5$ и $15 мН/м$. Эти пики являются следствием генерации паразитных капилляров в результате обрушения коротких гравитационных волн. Для $E=30 мН/м$, эти короткие гравитационные волны значительно подавляются плёнкой, которая предотвращает генерацию паразитных капилляров.

Упругость тонкой плёнки нефтепродуктов мало изучена, поэтому, для оценки свойств нефтяной плёнки по наблюдаемым контрастам СКН, мы предлагаем использовать спектральную модель (2.1), совместно с определённым по (2.3) СКН. Жёлтая, чёрная и синяя кривые на Рисунке 2.2 (справа) показывают результаты моделирования контрастов СКН для плёнок с упругостями $E = 5, 15, \text{ и } 30 мН/м$. Несмотря на то, что разброс данных достаточно большой, модельные расчёты для $E = 15 мН/м$ дают наилучшее соответствие с данными. Это значение упругости существенно отличается от $E = 4 мН/м$, использованное в статьях по изучению нефтяных сликов (см., например, [54]).

На Рисунке 2.9 (справа) представлены результаты модельных расчётов контрастов УЭПР (С-диапазон, ВВ поляризация, направление визирования против ветра, угол падения 30°) для поверхности, покрытой нефтяными плёнками, с упругостями $E = 5, 15, \text{ и } 30 мН/м$. Контрасты УЭПР рассчитывались для двух моделей рассеяния: “чисто” Брэгговское рассеяние σ_{0br}^{pp} , и композитная модель, учитывающая радиолокационное рассеяние от обрушающихся волн $\sigma_0^{pp} = \sigma_{0br}^{pp} + \sigma_{ob}$, где σ_{ob} представляет вклад обрушений волн в обратное рассеяние РЛ-сигнала. Для первой модели, контрасты УЭПР соответствуют контрастам волнового спектра на Брэгговском волновом числе k_{br} (см. спектр на Рисунке 2.10, б, $k_{br} = 10^2 \text{ рад/м}$). Для другой же модели, контрасты УЭПР сочетают подавление Брэгговского волнового спектра и обрушений волн. Следуя модели, диапазон обрушающихся волн, обеспечивающих не-брэгговское рассеяние, определяется как



(слева) Коэффициент гашения волн, ν , масштабированный на вязкость воды, ν_0 , для плёнок различной эластичности E : $E=5\text{мН/м}$ (штрих), $E=15\text{мН/м}$ (штрих-пунктир), и $E=30\text{мН/м}$ (пунктир). Спектр насыщения ветровых волн для скорости ветра 5м/с (в центре) и 10м/с (справа) для чистой поверхности (сплошная), и для поверхности, покрытой тонкой плёнкой с упругостью $E=5\text{мН/м}$ (штрих), $E=15\text{мН/м}$ (штрих-пунктир), и $E=30\text{мН/м}$ (пунктир)

Рисунок 2.10 – Коэффициент затухания волн и спектр насыщения ветровых волн для различных условий

$k < k_R/10$. Для радиолокатора С-диапазона, это соответствует длинам волн $> 60\text{см}$. Как следует из Рисунка 2.10, б, эти волны не подвержены влиянию гашения нефтяной плёнкой, и контрасты УЭПР, предсказанные моделью, ниже, чем в случае “чисто” Брэгговской модели рассеяния. Если волновой спектр при $k = k_{br}$ значительно подавляется в области слика (как это видно из Рисунков 2.10, б и 2.9 (справа) для плёнок с $E = 15$ и 30мН/м), Брэгговский механизм рассеяния “отключается” и УЭПР формируется в основном за счёт обрушений. В таком случае, отношение УЭПР для чистой и сликовой поверхностей, $\sigma_{0\text{clean}}^{pp}/\sigma_{0\text{slick}}^{pp}$, в основном соответствует обратному отношению вкладу обрушений волн в полную УЭПР чистой поверхности, т.е. $\sigma_{0\text{clean}}^{pp}/\sigma_{0\text{slick}}^{pp} \approx \sigma_0^{pp}/\sigma_{0b}$.

Осреднённые контрасты УЭПР для нефтяных сликов показанных ранее на Рисунке 2.8, б, представлены на Рисунке 2.9 (справа) вместе со средними контрастами УЭПР, полученным по данным ASAR. Экспериментальные оценки хорошо соответствуют мо-

дельным расчётам как для $E=15\text{мН/м}$, так и для $E=30\text{мН/м}$. Одинаковые значения контрастов УЭПР при существенных разностях упругостей получаются потому, что коэффициент гашения волн при $k_{br} = 10^2\text{рад/м}$ для этих значений упругости оказывается одинаков (см. Рисунок 2.10, а). В этом случае не удаётся разделить поверхностные слики с различной упругостью по контрастам УЭПР.

Как показано в работе [54], в результате сложной формы спектральных контрастов, приведённых на Рисунке 2.10, контрасты УЭПР сильно зависят от “геометрии” РЛ-наблюдений (длины волны, угла наблюдения, направления визирования), что делает практически трудно разрешимой задачу разделения и интерпретации плёнок различного происхождения (биогенные плёнки, нефтяные и др. слики).

Напротив, контрасты СКН зависят от спектральной отсечки, которая напрямую связана с упругостью поверхностной плёнки, в свою очередь, зависящей от её происхождения. С этой точки зрения, данные оптических наблюдений поверхностных сликов могут дать нам возможность разделить плёнки биогенного происхождения (ожидаемая упругость 25-30мН/м) и слики нефтепродуктов, которые (следуя нашим оценкам) имеют упругость около 15мН/м.

2.4 Выводы по главе

Предложенный в Главе 1 метод восстановления контрастов среднеквадратичного наклона (СКН) применён к анализу проявления нефтяных slickов естественного и техногенного происхождения, на изображениях солнечного блика, полученных приборами MODIS и MERIS.

Показано, что контрасты яркости slickов могут быть как положительными, так и отрицательными. Это свойство следует непосредственно из модели формирования яркости солнечного блика, в которой при определённой геометрии наблюдения формируется, так называемая, зона инверсии контрастов. При этом, восстановленные контрасты СКН, при пересечении зоны инверсии знака не меняют, поскольку этот эффект учитывается в передаточной функции.

Применение разработанного метода к спутниковым изображениям продемонстрировало, что разработанные алгоритмы дают возможность оценить пространственное распределение поверхностных загрязнений и контрастов СКН в сликах, которые определяются физико-химическими свойствами поверхностных плёнок.

Установлено, что контрасты СКН в нефтяных сликах систематически ниже контрастов СКН в сликах биологического происхождения. Этот результат можно объяснить различием упругостей нефтяных плёнок и плёнок биологического происхождения.

Обнаружено, что в тех районах нефтяных загрязнений, где толщина нефтяной плёнки значительно превышает длину видимого излучения, восстановленные значения аномалий СКН противоречат ожидаемому эффекту подавления коротковолнового волнения в сликах. Сделан вывод, что в этом случае контрасты яркости морской поверхности определяются “цветом” нефти, что, с одной стороны, не учитывалось в методе, а с другой – позволяет выделить области слика, где толщина плёнки больше 1 мкм .

Интерпретация наблюдаемых контрастов СКН в сликах проводилась с использованием модели спектров коротких волн, предложенной в работах [1, 54, 55]. Получено, что модельные контрасты СКН в нефтяных сликах согласуются с наблюдениями в том случае, если эффективный коэффициент упругости для тонкой нефтяной плёнки задаётся как $E=15\text{ мН/м}$.

Синхронные ASAR PCA и оптические изображения солнечного блика дали возможность проанализировать подобие и различия между проявлениями одних и тех же нефтяных slickов в полях УЭПР и СКН морской поверхности. Показано, что оптические

и РЛ-контрасты одного и того же сликa, сформированного тонкой нефтяной плёнкой, хорошо коррелируют. При этом контрасты УЭПР примерно в 1.6 раза сильнее контрастов СКН. Моделирование контрастов УЭПР по модели, описанной в [54], показали, что значение упругости $E=15\text{мН/м}$ для нефтяной плёнки также обеспечивает хорошее соответствие модельных оценок и измерений.

При совместном использовании РСА и оптических изображений солнечного блика появляется возможность идентификации области сликa с большими значениями толщины нефтяной плёнки, превышающей 1мкм .

Глава 3

Исследование суб- и мезомасштабной динамики Океана по оптическим и радиолокационным изображениям

Спутниковые наблюдения Океана в оптическом диапазоне обеспечивают регулярные измерения параметров цвета Океана и поверхностной температуры (ТПО), в полях которых проявляются удивительно красивые пространственные текстуры с масштабами от 1 до 100 км. Эти текстуры демонстрируют многообразие мезомасштабной динамики верхнего слоя Океана и её взаимосвязь с биологическими процессами.

Наблюдения с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), так же очень часто демонстрируют эффектные поверхностные проявления мезомасштабных и суб-мезомасштабных явлений в Океане, хотя и основаны на других физических принципах. В этом случае поверхностные проявления ассоциируются с контрастами “шероховатости” поверхности Океана, вызванные взаимодействием волн с течениями, переменным ветром и влиянием поверхностно-активных веществ (см. например [56, 57, 58, 1, 2]). Для интерпретации проявлений океанических течений на РСА изображениях был предложен ряд физических моделей ([59, 60, 1]). Не смотря на то, что возможность регистрации океанических явлений радиолокационными методами из Космоса ограничена “благоприятными” условиями (малые и умеренные скорости ветра), РСА, благодаря их высокому пространственному разрешению и широкой полосе наблюдения, представляют на данный момент “мощный” инструмент для исследования широкого круга океанических явлений, включающих внутренние волны, мезомасштаб-

ные особенности течений (включая филаменты), меандрирующие фронты, а так же биологические и нефтяные слики (см. например [61, 62, 57, 63, 39, 37, 45]).

В предыдущих главах было показано, что вариации СКН линейно связаны с вариациям яркости морской поверхности через передаточную функцию. Если предположить, что вариации СКН вызваны трансформацией ветровых волн на поверхностных течениях, то динамику Океана можно исследовать по изображениям солнечного блика. В этой главе рассматриваются примеры наблюдения суб- и мезомасштабной изменчивости Океана по данным спутниковых оптических и радиолокационных сенсоров.

3.1 Внутренние волны

В качестве иллюстрации, разработанный алгоритм применяется к спутниковым оптическим изображениям внутренних волн (ВВ), – как простейшем типе течений. В качестве примера рассматривается район западно-экваториальной Атлантики, напротив устья реки Амазонки, который является областью регулярного возникновения очень мощных внутренних волн (ВВ), формируемых полусуточными приливными волнами (см. например, [64]). Экспериментальные исследования ВВ и их влияния на обрушения ветровых волн, проведенные в этом районе, представлены в работе [65]. В этих экспериментах было обнаружено, что интенсивность ВВ коррелировала с фазами Луны, т.е. генерация ВВ имела явно приливное происхождение. В периоды интенсификации ВВ, амплитуды ВВ достигали 100м, а при прохождении ВВ (в направлении на Северо-восток, противоположному ветру) на поверхности возникали коррелированные со смещениями термоклина области сильной интенсификации обрушения ветровых волн. Усиление обрушений (в несколько раз по отношению к фоновым значениям) возникало при заглублении термоклина, и почти исчезало при поднятии термоклина, т.е. усиление/подавление обрушений ветровых волн происходило в зонах конвергенции/дивергенции течений индуцированных ВВ на морской поверхности.

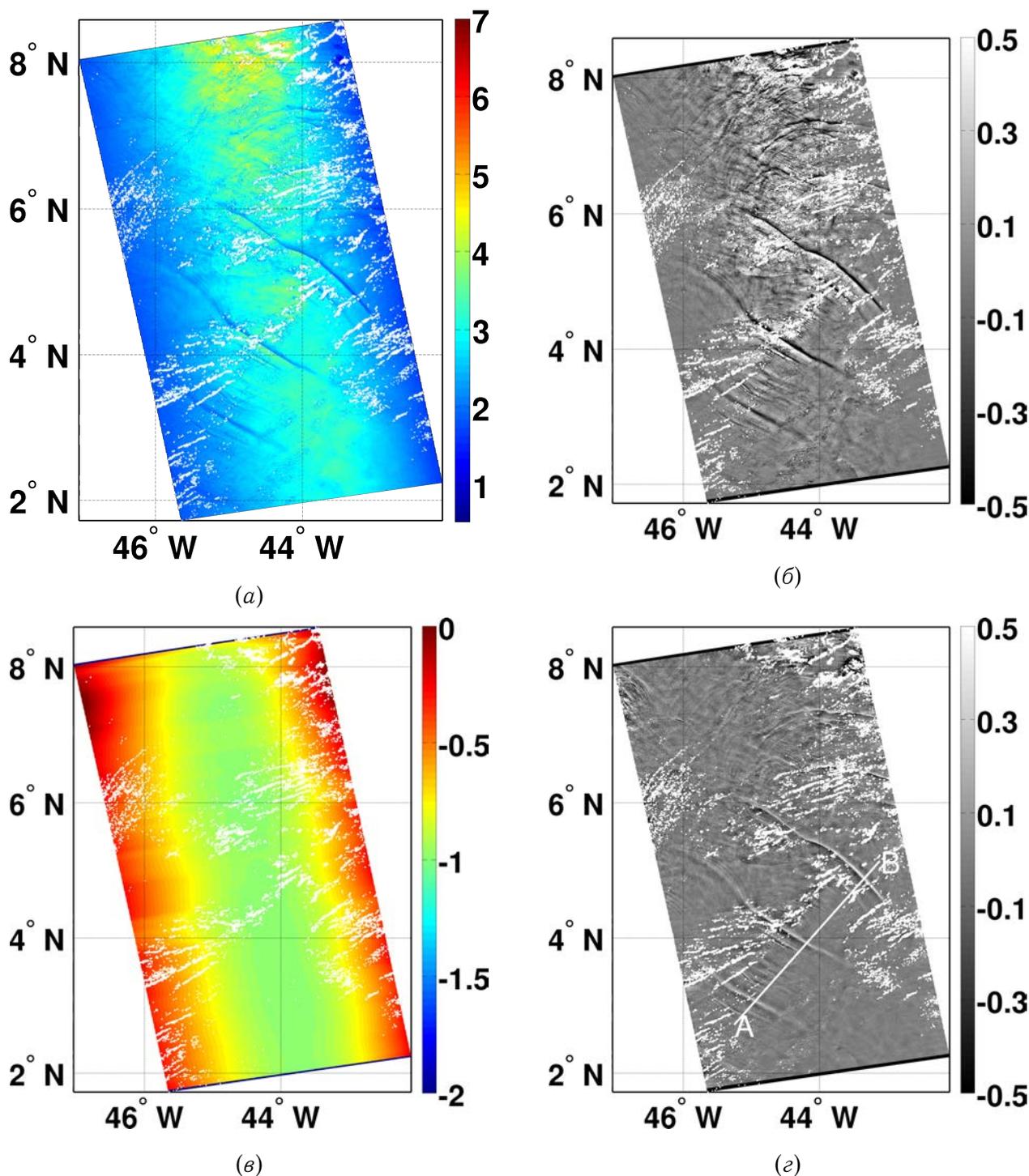
Исходное изображение MODIS/Aqua этого района, полученное 26 апреля 2009, 16:20 показано на Рисунке 3.1, а.

Несмотря на то, что наблюдаемая область частично покрыта облаками, на снимке легко различимы солнечный блик и вариации яркости внутри блика, связанные с поверхностными проявления ВВ. Также, на Рисунке 3.1 приводятся поля относительных вариаций яркости \tilde{B}/\bar{B} (Рисунок 3.1, б) и передаточная функция T (Рисунок 3.1, в).

Очевидно, что поле относительных вариаций яркости уже содержит признаки ВВ в солнечном блике. Но, в отличие от примера с нефтяным разливом в Мексиканском заливе, в данном случае передаточная функция не имеет зоны инверсии контрастов. Поэтому, как следует из уравнения (1.7) знак \tilde{B}/\bar{B} противоположен знаку контрастов СКН.

На Рисунке 3.1, в приводятся контрасты СКН, отражающие поверхностные проявления ВВ. Поле ВВ имеет характер чередующихся цугов ВВ, распространяющихся в северо-восточном направлении. В начале каждого из цугов идет уединенная волна (солитон).

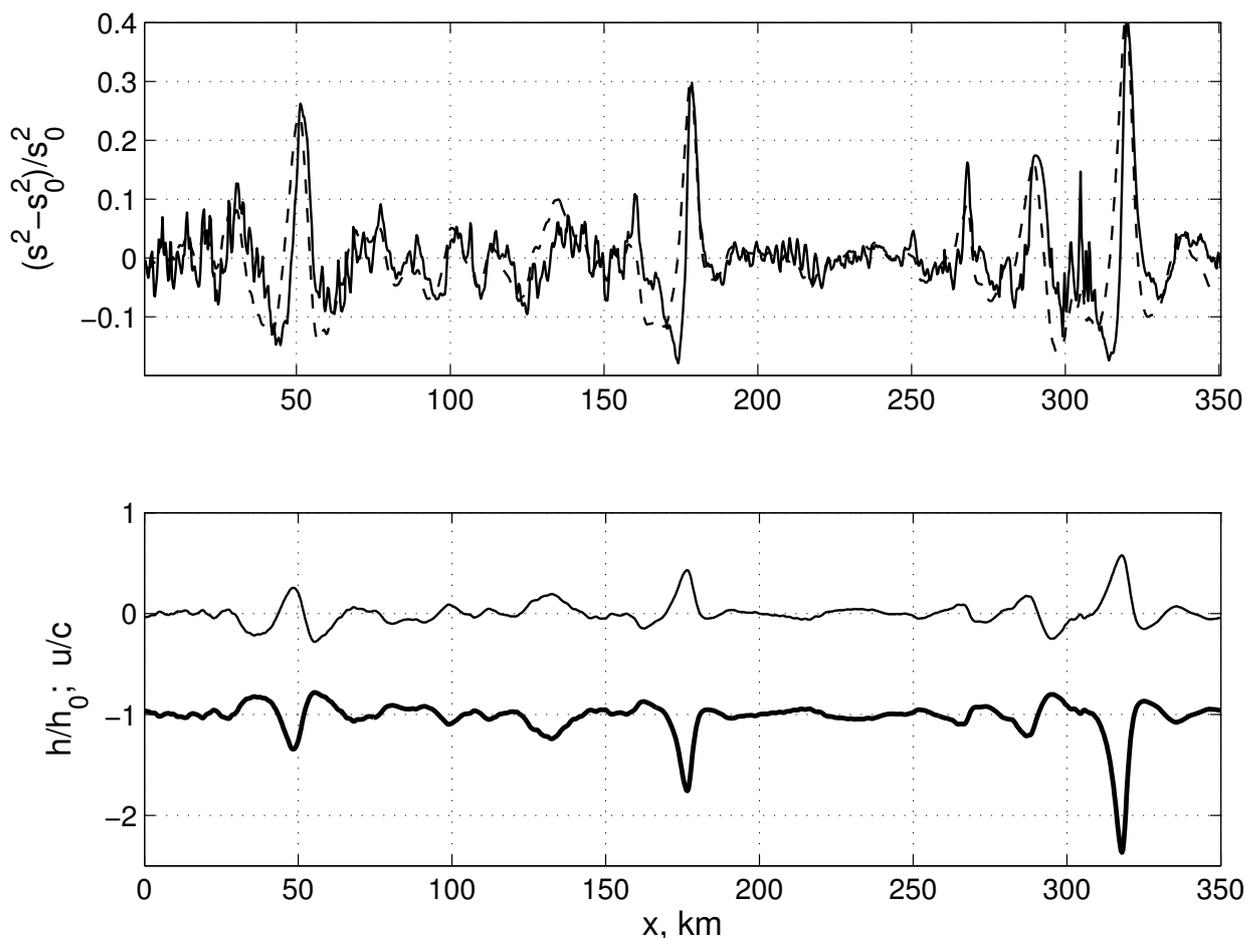
Расстояние между ведущими солитонами в цугах примерно равно 130-150 км. Следом за ведущими солитонами распространяются пакеты более коротких ВВ с длинами волн порядка 1 км. Поскольку предполагается, что источником генерации ВВ в данном районе являются полусуточные приливные волны, по расстоянию между цугами легко оценить фазовую скорость ВВ, которая составляет примерно 3,5 м/с.



(а) Фрагмент исходного изображения MODIS/Aqua (26 апреля 2009, 16:20) в красном канале (645 нм) района устья реки Амазонки с признаками ВВ. (б) Контрасты яркости \tilde{B}/\bar{B} . (в) Передаточная функция T , заданная уравнениями (1.7), (1.8) и (1.9). (г) Контрасты СКН \tilde{s}^2/s^2 . Белые области на изображениях – маска облаков. Линия А-В обозначает положение сечения, показанного на Рисунке 3.2

Рисунок 3.1 – Фрагмент исходного изображения MODIS/Aqua, обработанный с помощью алгоритма, предложенного в Главе 1

Профиль вариаций СКН вдоль сечения А-В (отмеченного на Рисунке 3.1, в) представлен на Рисунке 3.2, вверху. Проявление солитонов ВВ в вариациях СКН имеет “биполярную” форму, с положительными и отрицательными аномалиями СКН. Исходя из формы солитона ВВ, можно заключить, что повышение/уменьшение СКН имеет место в зонах конвергенции/дивергенции поверхностных течений, вызванных ВВ. Поведение контрастов СКН очень схоже с пространственными вариациями обрушений ветровых волн вызванных ВВ, которые были проанализированы в работе [65].



(вверху) Профиль контрастов СКН (сплошная линия) вдоль сечения А-В, показанного на Рисунке 3.1, в. Пунктирная линия отражает RIM моделирование.

(внизу) Смещение термоклина ВВ-ой (жирная линия) и скорость течения на поверхности, вызванное ВВ (тонкая линия)

Рисунок 3.2 – Профиль контрастов СКН и RIM моделирование сечения, проходящего через ВВ на Рисунке 3.1, в

Для анализа наблюдаемых вариаций СКН нами были проведены модельные расчёты с использованием модели формирования радиолокационных изображений (RIM), предложенной в работе [1]. (см. Приложение А с описанием модели) В качестве первого предположения можно положить, что наблюдаемое увеличение/уменьшение СКН морской поверхности однозначно связано с конвергенцией/дивергенцией поверхностных течений, вызванных ВВ, т.е. $K_s \equiv \tilde{s}^2/s_0^2 \propto \partial u/\partial x$. Коэффициент пропорциональности в этом уравнении есть функция скорости ветра и параметров ВВ. Для заданных условий, его можно задать подгоночной константой c_u , которая определяется сравнением наблюдаемым и модельным СКН. Тогда, поверхностная скорость определяется как

$$u(x) = c_u \int_0^x (K_s - \langle K_s \rangle) dx, \quad (3.1)$$

где $\langle K_s \rangle$ - “низкочастотные” колебания СКН (вызванные, например, вариациями скорости ветра), которые не видны на представленных данных, но, приводящие к “искусственному” вкладу в $u(x)$, благодаря кумулятивному интегрированию. Эти “низкочастотные” осцилляции были вычтены из исходных данных СКН.

Далее, поверхностная скорость течений, определенная соотношением (3.1), задавалась в качестве входного параметра для модельных расчетов поверхностных проявлений ВВ по модели RIM. В этих расчетах средняя скорость ветра принята равной 7м/с, направление ветра – противоположным направлению распространения ВВ, а фазовая скорость ВВ задана как $c=3.5\text{м/с}$. Значение постоянной c_u выбиралась таким образом, чтобы значения вариаций СКН в пиках (над солитонами ВВ) соответствовало бы наблюдаемым значениям. Модельные контрасты СКН показаны на Рисунке 3.2, верхний график. Как следует из этого рисунка (Рисунок 3.2), профиль модельных контрастов согласуется с наблюдаемым полем вариаций СКН. Это факт позволяет заключить, что наблюдаемые модуляции СКН, в действительности, определяются конвергенцией и дивергенцией течений, индуцируемой ВВ на поверхности. образованных ВВ.

Поле поверхностной скорости $u(x)$, индуцируемое ВВ, а так же как соответствующая глубина залегания термоклина $h(x)$ (рассчитанная с использованием формулы $u/c = (h - h_0)/h$, где h_0 - невозмущённая глубина) приведены на Рисунке 3.2, нижний график. Полагая $h_0=100\text{м}$, амплитуды смещения термоклина $h - h_0$ для двух ведущих солитонов составляют 120м и 80м, что согласуется с данными измерений (Dulov et al., 1986) в этом районе.

3.2 Мезомасштабные течения

3.2.1 Наблюдения

Данное исследование основано на синергетическом анализе изображений MODIS и ASAR района течения мыса Игольный (Рисунок 3.3). Этот район характеризуется интенсивным переносом водных масс, который обеспечивает многообразие мезомасштабной динамики (вихри, грибовидные структуры, температурные фронты, внутренние волны, зыбь и многие другие явления проявления океанической динамики).

Данные ASAR и MODIS/Aqua в районе исследования были получены 18 ноября 2007 г., в 7 ч. 24 мин. и 12 ч. 05 мин., соответственно. На Рисунке 3.3 приводятся два основных продукта ASAR и MODIS – поле ветра, полученное по изображению ASAR WS, с использованием алгоритма CMOD4, и поле температуры поверхности Океана (ТПО), полученное по данным MODIS [66].

Поле ТПО раскрывает разнообразие мезо- и крупномасштабных особенностей на поверхности основного течения мыса Игольный. Аналогичные особенности можно наблюдать и в поле концентрации хлорофилла, полученного по данным MODIS (здесь не приводится). Поле приводного ветра в данном районе сильно изменчиво, скорость ветра варьируется от 4 м/с до 13 м/с , что очевидно отображается на PCA изображении. С другой стороны на данных поля ветра ASAR легко различимы квазилинейные структуры (между 34 и 36 градусом южной широты и 26 и 30 градусом восточной долготы), которые можно трактовать как особенности проявления океанического течения. Далее приводится более детальный анализ описанных особенностей.

На исходном изображении MODIS/Aqua района мыса Игольный в красном канале (850 нм) разрешением 250 м , приведённом на Рисунке 3.4, *a*, легко различимы облака и солнечный блик. К особенностям этого изображения стоит отнести полосчатую структуру изображения в области солнечного блика, присущую изображениям MODIS. Особенности формирования изображений MODIS, приводящие к подобной структуре изображения, обсуждались в разделе 1.4, а также в статьях [67, 68]. Стоит так же обратить внимание на правый край солнечного блика, где различима особенность, напоминающая океанический вихрь.

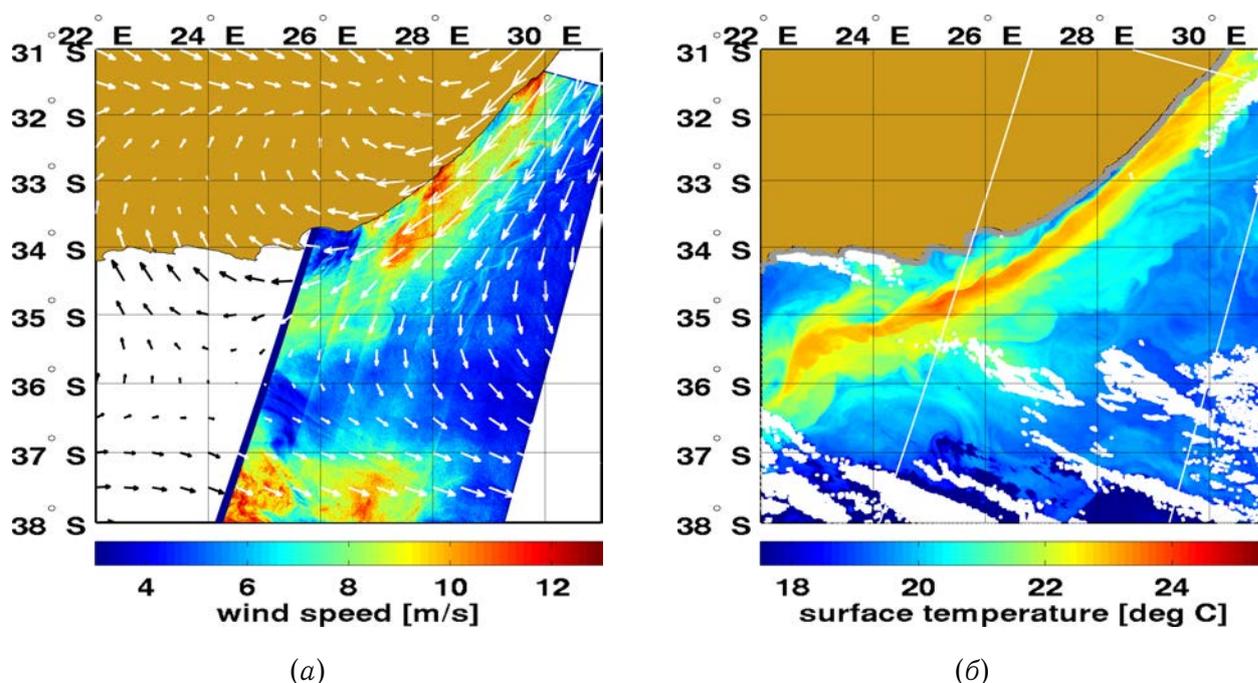
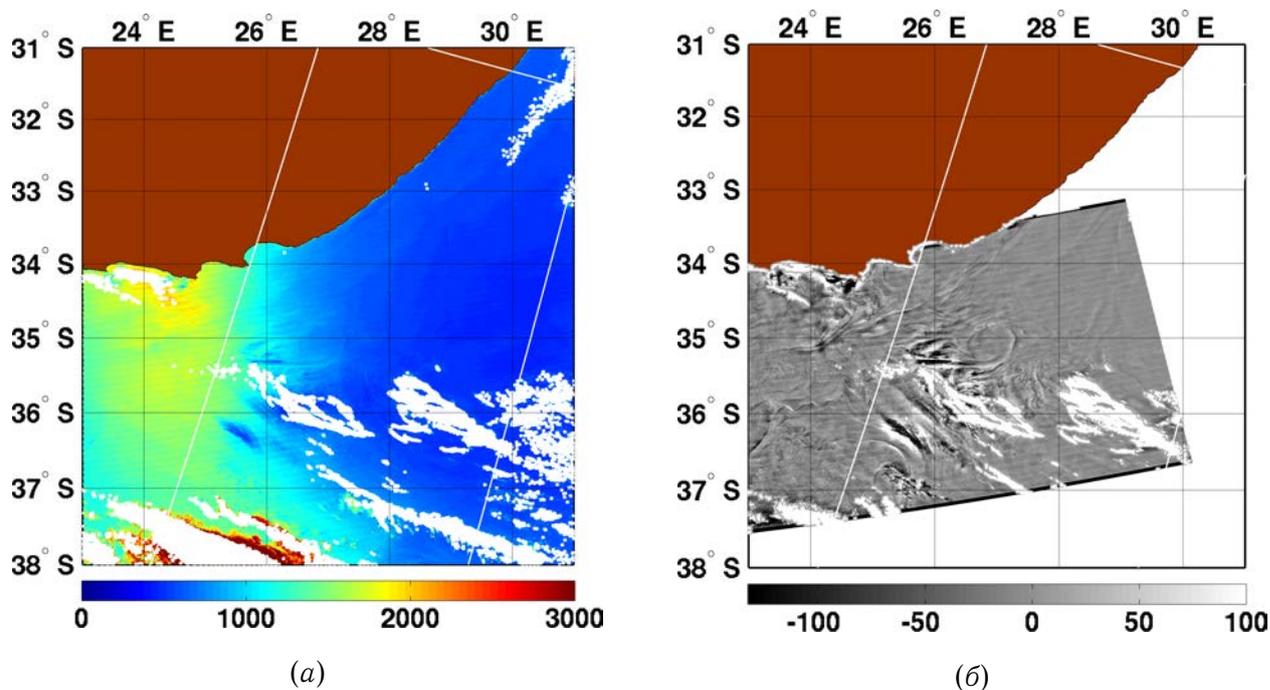


Рисунок 3.3 – Поле ветра и поле поверхностной температуры Океана

Используя алгоритм представленный в Главе 1 и опубликованный в [69, 67, 68], исходное изображение раскладывается на составляющие: усреднённые яркости \bar{B} (масштаб осреднения $30 \times 30 \text{ км}^2$) и их вариации \tilde{B} . Последние приведены на Рисунке 3.4, б. Здесь и далее мы опускаем детали восстановления СКН, отметим, что данные MODIS и MERIS обрабатывались в соответствии с методом, описанным в разделе 1.3 Главы 1.



(а) Исходное изображение MODIS/Aqua района мыса Игольный, красный канал разрешением 250м, полученное 18 Ноября 2007г., 12ч. 05мин. и вариации яркости

(б). Обратите внимание на полосчатую структуру изображения MODIS, присущую снимкам областей солнечного блика, и особенно заметную на исходном изображении. Белые области – маска облаков

Рисунок 3.4 – Исходное изображение MODIS/Aqua района мыса Игольный и восстановленные контрасты СКН

На Рисунке 3.5, а представлены контрасты СКН, полученные из вариаций яркости, приведённых на Рисунке 3.4, б, с использованием передаточной функции (1.7). В поле СКН можно идентифицировать проявления фронтов, меандров и вихрей. Типичные значения амплитуды контрастов СКН, наблюдаемые на изображении, около 20-30% с масштабами проявления структур от 1 до 10км.

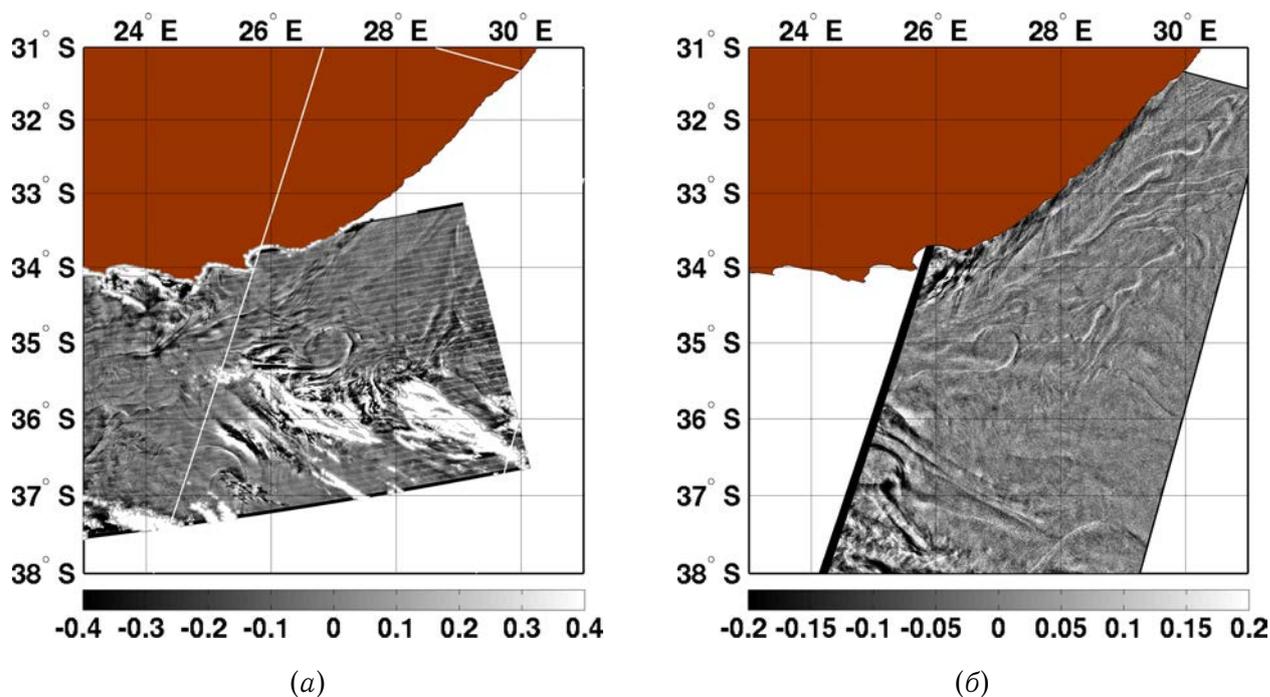


Рисунок 3.5 – (а) Поле контрастов СКН, полученное из поля вариаций яркости, представленных на Рисунке 3.4, б и поле контрастов УЭПР РСА (б)

Поле контрастов УЭПР РСА (Рисунок 3.5, б), представлено как отношение разности исходного и усреднённого к среднему полю вариаций УЭПР, $K_{\sigma_0} = (\sigma_0 - \bar{\sigma}_0) / \bar{\sigma}_0$. Осреднение производилось скользящим средним с пространственным разрешением скользящего окна $30 \times 30 \text{ км}^2$. При сравнении поля контрастов СКН и поля контрастов УЭПР РСА можно заметить соответствие между двумя изображениями. В работе [2] показано, что контрасты УЭПР на изображениях РСА отображают поле дивергенции поверхностного течения. Таким образом, подобие полей контрастов СКН и УЭПР РСА, позволяет утверждать, что поле контрастов СКН также отслеживает поле дивергенции поверхностного течения.

3.2.2 Процедура реконструкции квазигеострофической и агеострофической циркуляции по ТПО

Взаимодействие Экмановского потока с геострофическим течением является основным механизмом генерации вторичной агеострофической циркуляции (ВАЦ) в окрестности океанических фронтов [70, 71, 72, 73]. Применим этот механизм для интерпретации проявлений температурных фронтов в шероховатости морской поверхности. Мы предполагаем, что полное поле океанического течения можно представить в виде суммы

квазигеострофического течения (КГТ) U , ветрового течения u^e (которое также может включать инерционное течение), и ВАЦ u^a , в результате взаимодействия Экмановского течения с КГТ и адиабатического перемешивания в слое Экмана. Тогда уравнение для полного поля течения выражается как $u = U + u^e + u^a$.

В первом приближении по числу Россби, основные уравнения, описывающие динамику течения ВАЦ (подробнее см. [70, 71, 72, 73]) представляются в виде:

$$\begin{aligned} u_\beta^e \partial U_1 / \partial x_\beta - f u_2^a &= \nu_t \partial^2 U_1 / \partial x_3^2 \\ u_\beta^e \partial U_2 / \partial x_\beta + f u_1^a &= \nu_t \partial^2 U_2 / \partial x_3^2 \end{aligned} \quad (3.2)$$

где ν_t - турбулентная вязкость, предполагается постоянной с глубиной (в верхнем перемешанном слое Экмана), f - параметр Кориолиса, и $\beta = 1, 2$. В уравнении (3.2) предполагается, что пространственный масштаб изменчивости ветрового поля намного превышает поперечный масштаб океанического фронта. С учётом выражения для "термического ветра": $\partial U_1 / \partial x_3 = (g/f) \partial \rho / \partial x_2$, $\partial U_2 / \partial x_3 = -(g/f) \partial \rho / \partial x_1$, и уравнения состояния Океана $\rho = \rho_0(1 - \alpha T)$, решение уравнения (3.2) для агеострофической компоненты течения имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} u_1^a &= -f^{-1} u_\beta^e \frac{\partial U_2}{\partial x_\beta} + (\nu_t g \alpha / f^2) \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\frac{\partial T}{\partial x_1} \right) \\ u_2^a &= f^{-1} u_\beta^e \frac{\partial U_1}{\partial x_\beta} + (\nu_t g \alpha / f^2) \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\frac{\partial T}{\partial x_2} \right) \end{aligned} \quad (3.3)$$

где g - ускорение свободного падения, а α - коэффициент термического расширения. Первый член в уравнении (3.3) описывает генерацию ВАЦ в результате адвективного взаимодействия Экмановского течения с КГТ (механизм предложен [70]), в то время как второй член учитывает фрикционный эффект в Экмановском слое (механизм описан [71]). Оба этих механизма приводят к возникновению дивергенции в окрестности термического фронта, что напрямую следует из уравнения. (3.3):

$$\nabla \cdot u = -f^{-1} u_\beta^e \frac{\partial}{\partial x_\beta} \Omega + (\nu_t g \alpha / f^2) \frac{\partial}{\partial x_3} \Delta T, \quad (3.4)$$

где $\Omega_z = \partial U_2 / \partial x_1 - \partial U_1 / \partial x_2 \equiv \Delta \psi$ - завихренность КГТ, ψ - функция тока и ΔT - Лапласиан поля поверхностной температуры. Первый член в уравнении (3.4) представляет решение, полученное в [70] для Экмановского адвективного механизма, а второй член уравнения (3.4) – решение [71]. для адиабатического механизма перемешивания при генерации ВАЦ. Таким образом, уравнение (3.4), можно рассматривать как обобщён-

ное решение, объединяющее оба механизма генерации агеострофической циркуляции в результате взаимодействия КГТ со слоем Экмана.

Далее предполагается, что ветровое течение представляется в виде суммы классической скорости течения Экмана $u^{ek} = [\tau_2/(fh), -\tau_1/(fh)]$ и скорости инерционного течения $u^i(t)$:

$$u^e = [\tau_2/(fh), -\tau_1/(fh)] + u^i(t), \quad (3.5)$$

где $\tau = v_*^2[\cos \phi_w, \sin \phi_w]$, v_* - динамическая скорость в воде, ϕ_w - направление вектора скорости ветра, $h = (\nu_t/f)^{1/2}$ - толщина Экмановского слоя, а $u^i(t)$ - инерционная скорость, которая может быть описана, используя временную изменчивость скорости ветра. Для определения выражения турбулентной вязкости ν_t будем использовать подобие морского и атмосферного пограничных (планетарных) слоёв. Для устойчиво стратифицированного пограничного слоя турбулентная вязкость $\nu_t = \gamma \kappa v_* L$, где $\gamma \approx 0.2$ - постоянная, $\kappa \approx 0.4$ - постоянная Кармана, а L - масштаб длины Обухова (см., например, [74]). Выражая L через частоту Брента-Вяйсяля для верхнего слоя Океана как $L = v_*^3/(\kappa \nu_t N^2)$, получаем турбулентную вязкость:

$$\nu_t = \gamma^{1/2} v_*^2 / N, \quad (3.6)$$

тогда глубина слоя Экмана:

$$h = \gamma^{1/4} v_* / \sqrt{fN}. \quad (3.7)$$

Оценка h для скорости ветра 10 м/с и $f = 10^{-4}$: $h \approx 28 \text{ м}$, если соотношение Прандтля $N/f = 10$, и $h \approx 90 \text{ м}$, если $N/f = 1$.

Чтобы рассчитать дивергенцию поверхностного течения (вызванную ВАЦ, в соответствии с уравнением (3.4)), необходимо определить поле КГТ. На мезомасштабах (10-500 км) и субмезомасштабах (1-10 км) динамику Океана можно рассматривать как квази-двумерную. Изерн-Фонтанет с коллегами [75] предложили практический подход для восстановления поля скорости течения на масштабах от 30 до 300 км по изображению ТПО. Показано, что функция тока КГТ $\hat{\psi}(k, z)$ и поле ТПО $\hat{T}_s(k)$ в пространстве Фурье связаны следующим соотношением:

$$\hat{\psi}(k, z) = \frac{g\alpha \hat{T}_s(k)}{f n_b k} \exp(n_0 k z), \quad (3.8)$$

где $n = N/f$ отношение Прандтля для частот Брента-Вяйсяля N_0 и N_b , определяющих, соответственно, мезо- и субмезомасштабные свойства потока. Определим скорость КГТ через функцию тока $\widehat{\psi}$, как $\widehat{U} = (-ik_y \widehat{\psi}, ik_x \widehat{\psi})$ в пространстве Фурье, или в физическом пространстве $U = (-\partial\psi/\partial x_2, \partial\psi/\partial x_1)$. Тогда, используя уравнение (3.3), возможно определить поле ВАЦ.

В пространстве Фурье компоненты ВАЦ, определённые уравнениями (3.3) и (3.8) и дополненные оценками глубины слоя Экмана из уравнения (3.7) и коэффициентом турбулентной вязкости из уравнения (3.6), выражаются через ТПО как:

$$\left(\widehat{u}_1^a, \widehat{u}_2^a\right) = \frac{\alpha}{\gamma^{1/4} n_b^{1/2}} \cdot \frac{g v_*}{f^2} \left[s \cdot \sin(\phi_w - \phi) + i \gamma^{3/4} n_b^{1/2} \frac{v_* K}{|f|} \right] (K_1, K_2) \widehat{T}_s, \quad (3.9)$$

где $s = \text{sign}(f)$, i - мнимая единица, ϕ - направление вектора волнового числа K , и $\gamma = 0.2$. Второй член в квадратных скобках отражает отношение механизмов перемешивания и адвекции. Если предположить, что $n_b = 10$ и $f = 10^{-4} \text{сек}^{-1}$, тогда это отношение будет приблизительно равно 0.1 для скорости ветра 10 м/с и $K = 2\pi/10^4 \text{ рад/м}$. Для сравнения, это отношение приближается к единице для меньших масштабов, например, $K = 2\pi/10^3 \text{ рад/м}$. Эффективность механизма перемешивания возрастает как при уменьшении масштабов КГТ, так и при увеличении скорости ветра. Таким образом, при малых и умеренных скоростях ветра и масштабах течения порядка $K \propto 10^{-3} \text{ рад/м}$ и меньших, механизм Экмановского переноса (который в общем случае также включает инерционные течения) доминирует над генерацией ВАЦ. Из уравнения (3.9), получаем выражение для дивергенции поверхностного течения в пространстве Фурье $\widehat{\nabla} \cdot u = i K_\beta \widehat{u}_\beta^a$:

$$\widehat{\nabla} \cdot u = \frac{i \alpha}{\gamma^{1/4} n_b^{1/2}} \cdot \frac{g v_*}{f^2} \left[s \cdot \sin(\phi_w - \phi) + i \gamma^{3/4} n_b^{1/2} \frac{v_* K}{|f|} \right] K^2 \widehat{T}_s. \quad (3.10)$$

Это уравнение напрямую связывает дивергенцию поверхностного течения с полем ТПО.

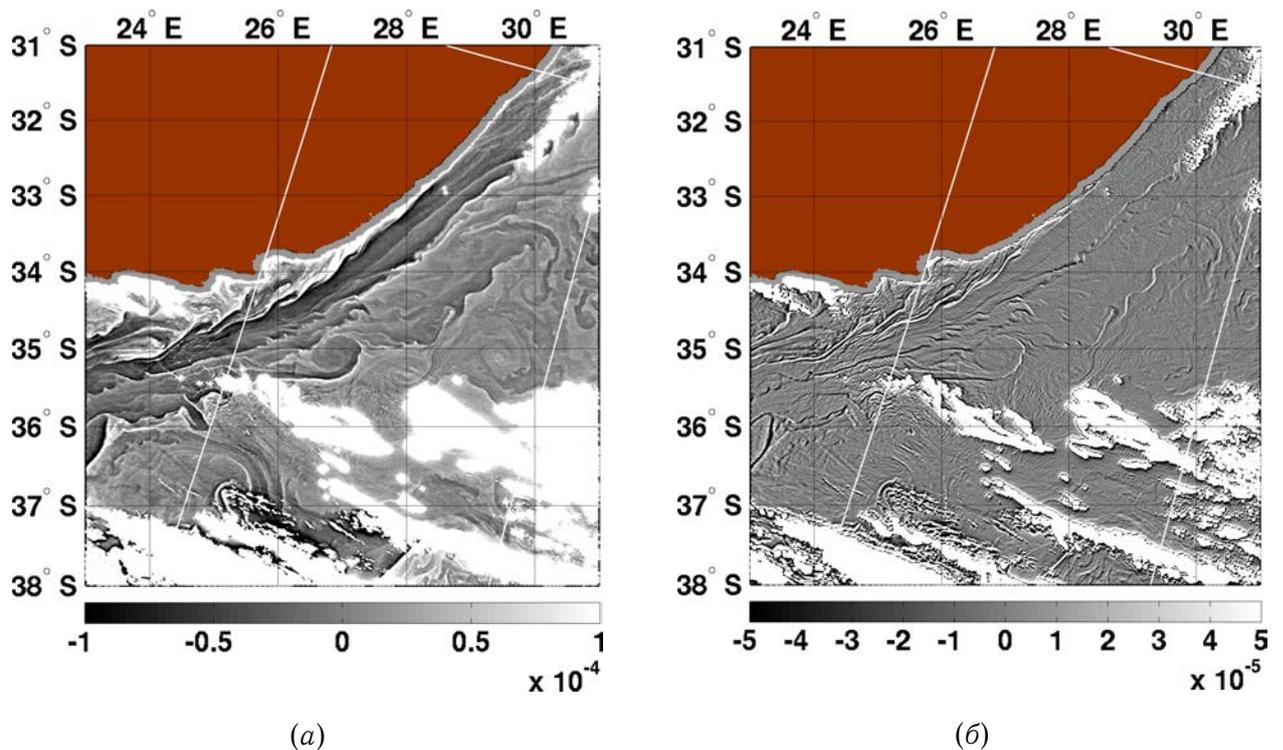
3.2.3 Особенности мезомасштабных течений, восстановленные по ТПО, и их связь с аномалиями РСА сигнала и СКН

Сравним контрасты СКН и УЭПР РСА, показанные на Рисунке 3.5, с проявлениями различных океанических явлений в поле ТПО, представленном на Рисунке 3.3. Уже при беглом осмотре можно заметить поразительное соответствие этих полей. Изменения

полей контрастов СКН и УЭПР совпадают с локальными изменениями в поле ТПО. В принципе, наблюдаемое соответствие не должно удивлять, поскольку известно, что океанические фронтальные зоны характеризуются интенсивными кросс-фронтальными и вертикальными движениями (апвеллинг/даунвеллинг).

Поле ТПО, полученное по данным прибора MODIS (см. Рисунок 3.3, б) и поле, восстановленного по данным РСА, ветра (см. Рисунок 3.3, а) используются в качестве входных параметров для нахождения поля скорости поверхностного течения. Поскольку описанный в предыдущем разделе алгоритм восстановления поверхностного КГТ применим на масштабах 30-300км спектральные компоненты с $K < 2\pi/100\text{рад/км}$ были отсечены. Компоненты течения находятся из функции тока КГТ, определенного из уравнения (3.8). Чтобы получить значения скоростей КГТ порядка наблюдаемых 1м/с параметры модели заданы как $n_b = n_0 = 50$. Фоновое Экмановское течение ((3.5)) и ВАЦ ((3.3)), рассчитаны для усреднённого наблюдаемого ветра 7м/с южного по направлению.

Завихренность поля КГТ и дивергенция поверхностного течения, восстановленные по наблюдаемому полю ТПО, показаны на Рисунке 3.6. Поле завихренности КГТ демонстрирует разнообразие мезомасштабных явлений на поверхности Океана (меандрирующие фронты, вихревые образования и прочее), а также наличие “основной струи”, представляющей течение мыса Игольный. Если сравнить поле завихренности Рисунок 3.6, а с дивергенцией поверхностного течения Рисунок 3.6, б, видно, что области смены знака в поле конвергенции/дивергенции повторяют градиенты поля завихренности КГТ, которое, исходя из уравнения (3.10), связано с полем Лапласиана ТПО.

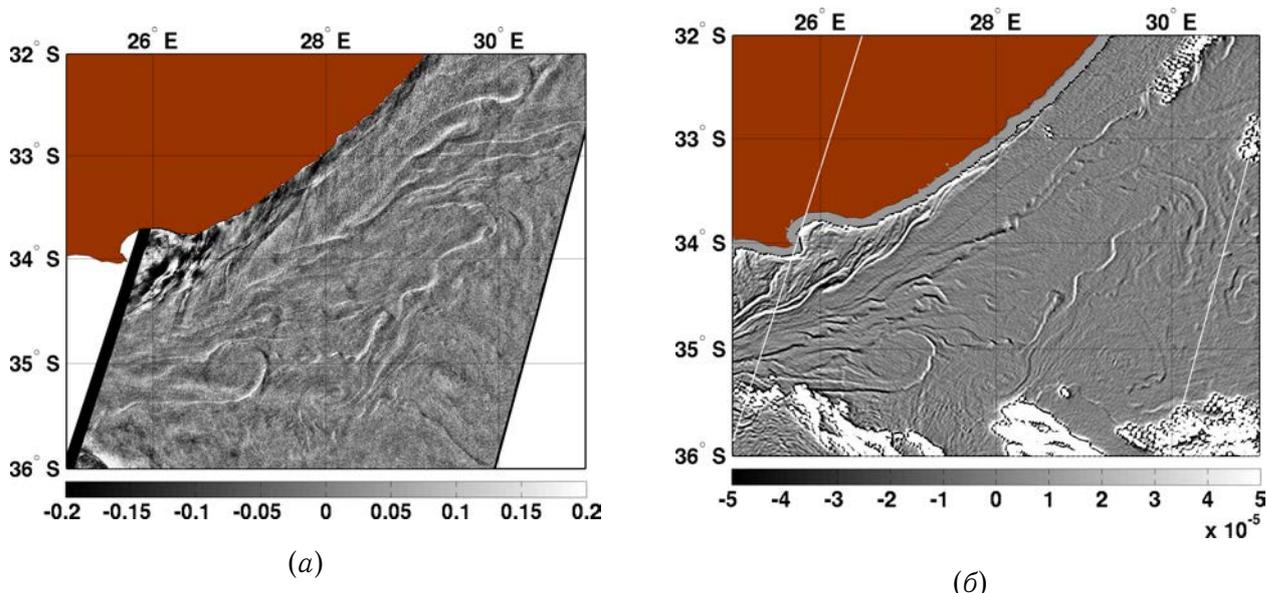


(а) Завихренность поверхностного квазигеострофического течения (КГТ), полученное по полю ТПО, показанному на Рисунке 3.3, б, используя уравнение. (б)

Поле поверхностной дивергенции, $\nabla \cdot u$, относящееся ко вторичной агеострофической циркуляции, образующейся в результате взаимодействия Экмановской накачки (адвективный и механизм перемешивания) с КГТ (см. уравнения (3.4) и (3.10)). Стоит отметить, что поле дивергенции инвертировано (показано поле $-\nabla \cdot u$). Таким образом, яркие объекты на изображении соответствуют зонам конвергенции, а тёмные – зонам дивергенции

Рисунок 3.6 – Завихренность поля КГТ и дивергенция поверхностного течения, восстановленные по наблюдаемому полю ТПО

Наблюдаемые контрасты УЭПР РСА (Рисунок 3.7, а) являются поверхностными проявлениями мезомасштабной динамики Океана, поскольку поле ветра в этом районе однородно (см. Рисунок 3.5), т.е. нет вариаций ветра, способных привести к вариациям шероховатости морской поверхности, а следовательно и изменениям контрастов УЭПР. Соответствующее поле дивергенции поверхностного течения представлено на Рисунке 3.7, б.



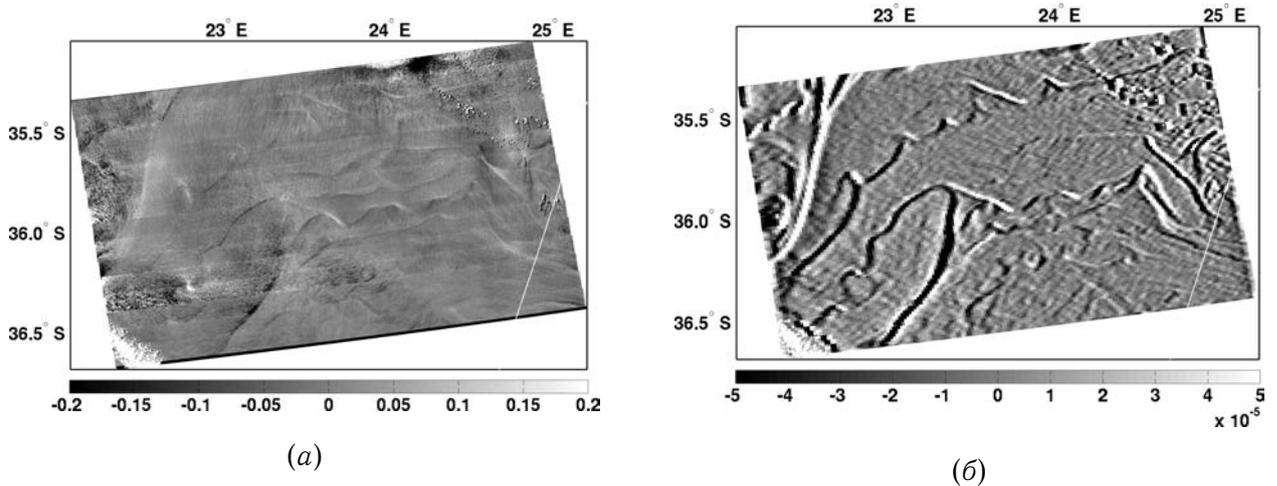
(а) Фрагмент поля УЭПР РСА, показанный ранее на Рисунке 3.5, и (б) соответствующий фрагмент поля дивергенции поверхностного течения, показанного на Рисунке 3.6. Яркие области на рисунке (б) соответствуют конвергенции течения, а тёмные – дивергенции (детальнее см. подпись к Рисунку 3.6)

Рисунок 3.7 – Фрагменты поля УЭПР РСА и дивергенции поверхностного течения

При детальном рассмотрении Рисунка 3.7 можно увидеть, что поля контрастов УЭПР и дивергенции имеют очень похожие текстуры. При этом не стоит забывать о 5-и часовой разнице при получении изображениями ASAR и MODIS. Из Рисунка 3.7 следует, что яркие контрасты УЭПР соответствуют зонам конвергенции течения, в то время как тёмные контрасты представляют области дивергенции. Это наблюдение можно рассматривать как экспериментальное подтверждение предположений об определяющей роли дивергенции течений в формировании РСА контрастов, представленных в работах [1, 2]. Также, если существует связь между аномалиями УЭПР и дивергенцией течения, то явное хорошее соответствие между отклонениями РСА контрастов и полем дивергенции поверхностного течения означает, что рассмотренный здесь подход для восстановления КГТ и ВАЦ даёт правдоподобные оценки поля поверхностного течения.

Аналогичный вывод может быть сделан для фрагмента поля контрастов СКН, изображенного на Рисунке 3.8, а (увеличенный фрагмент поля СКН, представленного на Рисунке 3.5). Отметим, что направление ветра для этого рисунка противоположно выбранному для расчётов поля дивергенции, показанного на Рисунке 3.6, б. Исходя из

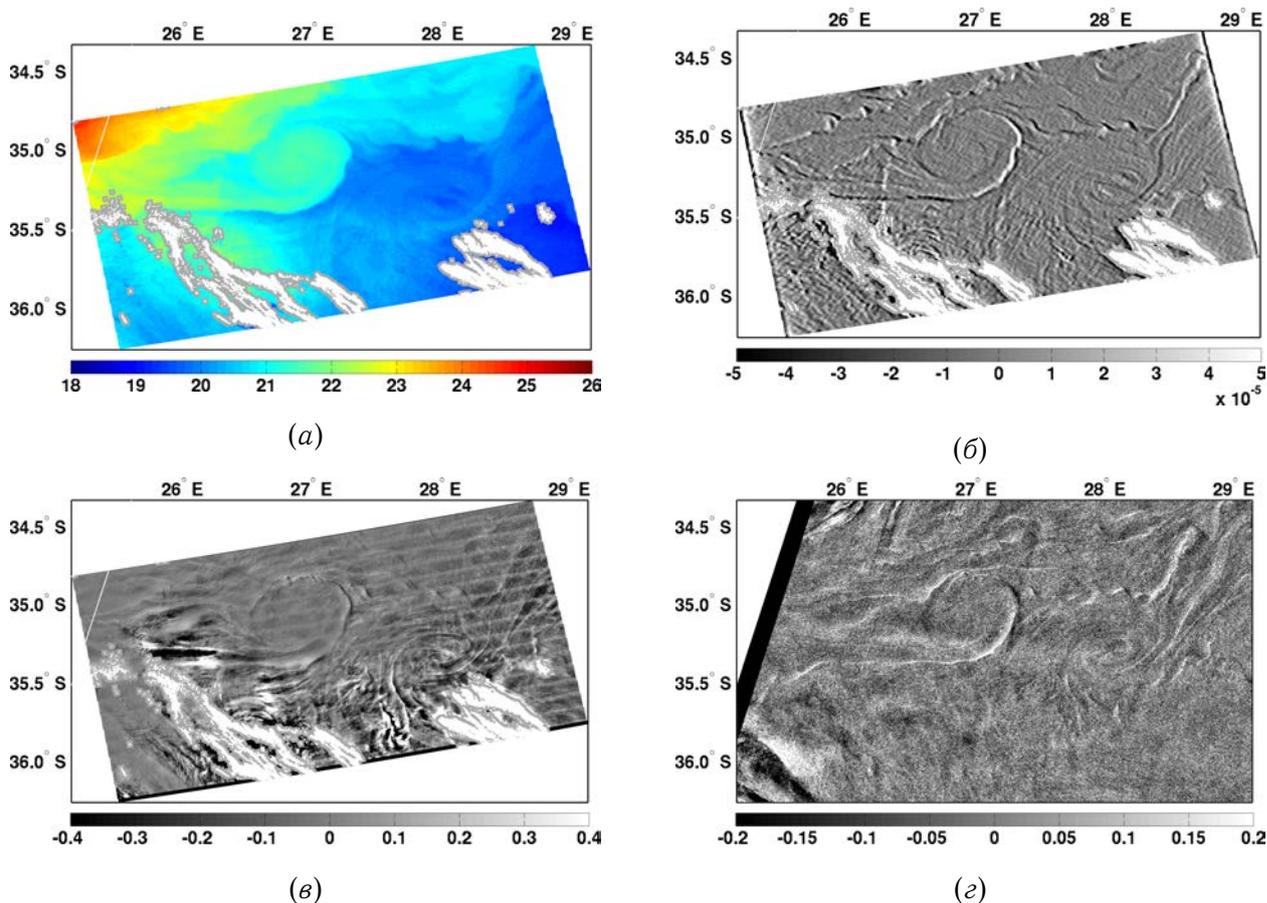
уравнения (3.10), следует, что направление ветра влияет на знак $\nabla \cdot u$, что объясняет различие с соответствующим фрагментом, изображенным на Рисунке 3.6, б.



(а) Фрагмент поля контрастов СКН, показанный ранее на Рисунке 3.5. (б) Поле дивергенции поверхностного течения. Наблюдаемое различие между полями дивергенции поверхностного течения на Рисунке 3.8, б и соответствующей областью на Рисунке 3.6, б, объясняется тем, что $\nabla \cdot u$, показанная на данном рисунке, рассчитывалась для локального Северного ветра, в то время как $\nabla \cdot u$, показанная на Рисунке 3.6, б в этом же районе, была рассчитана для Южного ветра (подробнее в тексте). Яркие области на рисунке (б) соответствуют конвекции течения, а тёмные – дивергенции (детальнее см. подпись к Рисунку 3.6)

Рисунок 3.8 – Фрагменты поля контрастов СКН и дивергенции поверхностного течения

На Рисунке 3.9, в поле ТПО (Рисунок 3.9, а), а также в поле дивергенции поверхностного течения (Рисунок 3.9, б), отчётливо видна пара вихрей, образующих грибовидную структуру. Вместе с соответствующими полем контрастов СКН (Рисунок 3.9, в) и полем контрастов УЭПР РСА (Рисунок 3.9, г), изображающими ту же пару вихрей, на рисунках видно сходство в геометрии поверхностных проявлений на всех четырёх изображениях, что ещё раз подчёркивает удивительные возможности совместного использования оптических и радиолокационных данных.



Поле ТПО MODIS (а) и поле дивергенции поверхностного течения (б), где отчётливо видна пара вихрей диаметром 120км, образующих грибовидную структуру. Соответствующие проявления этих вихрей в полях СКН и УЭПР РСА представлены на (в) и (г) соответственно. Яркие области на рисунке (б) соответствуют конвергенции течения, а тёмные – дивергенции (детальнее см. подпись к Рисунку 3.6, б)

Рисунок 3.9 – Фрагменты поля контрастов СКН, РСА и дивергенции поверхностного течения

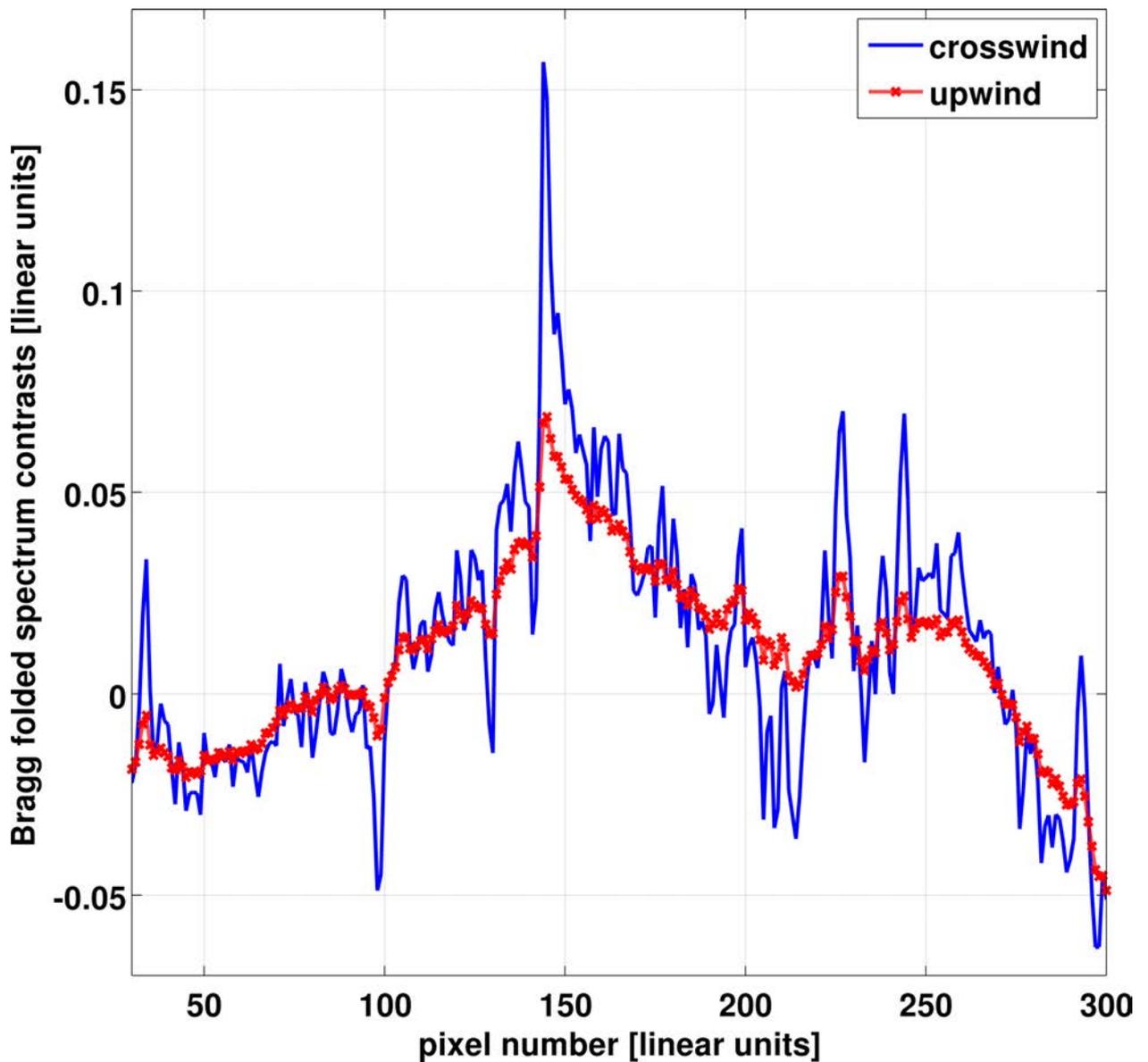
3.3 Интерпретация данных наблюдений на основе модельных представлений

3.3.1 Результаты интерпретации данных

Поле поверхностного течения, состоящее из суммы КГТ (см. Рисунок 3.6, а), Экмановского дрейфа и ВАЦ и полученное по данным ТПО MODIS (см. Рисунок 3.3, б) и

полям ветра ENVISAT ASAR (см. Рисунок 3.3, *a*), используется в качестве входных параметров модели формирования РЛ-изображения RIM, для моделирования РСА УЭПР и СКН сигнатур, как изложено в [1, 2]. Основные соотношения модели приведены в Приложении А.

На Рисунке 3.10 приводится пространственное распределение спектра брэгговских волн, рассчитанное по модели RIM, вдоль поля поверхностного течения, приведённого на Рисунке 3.6, при различных направлениях РСА наблюдений. Из Рисунка 3.10 видно, что при углах наблюдения перпендикулярных ветру величины контрастов значительно выше, чем для направлений против и по ветру.



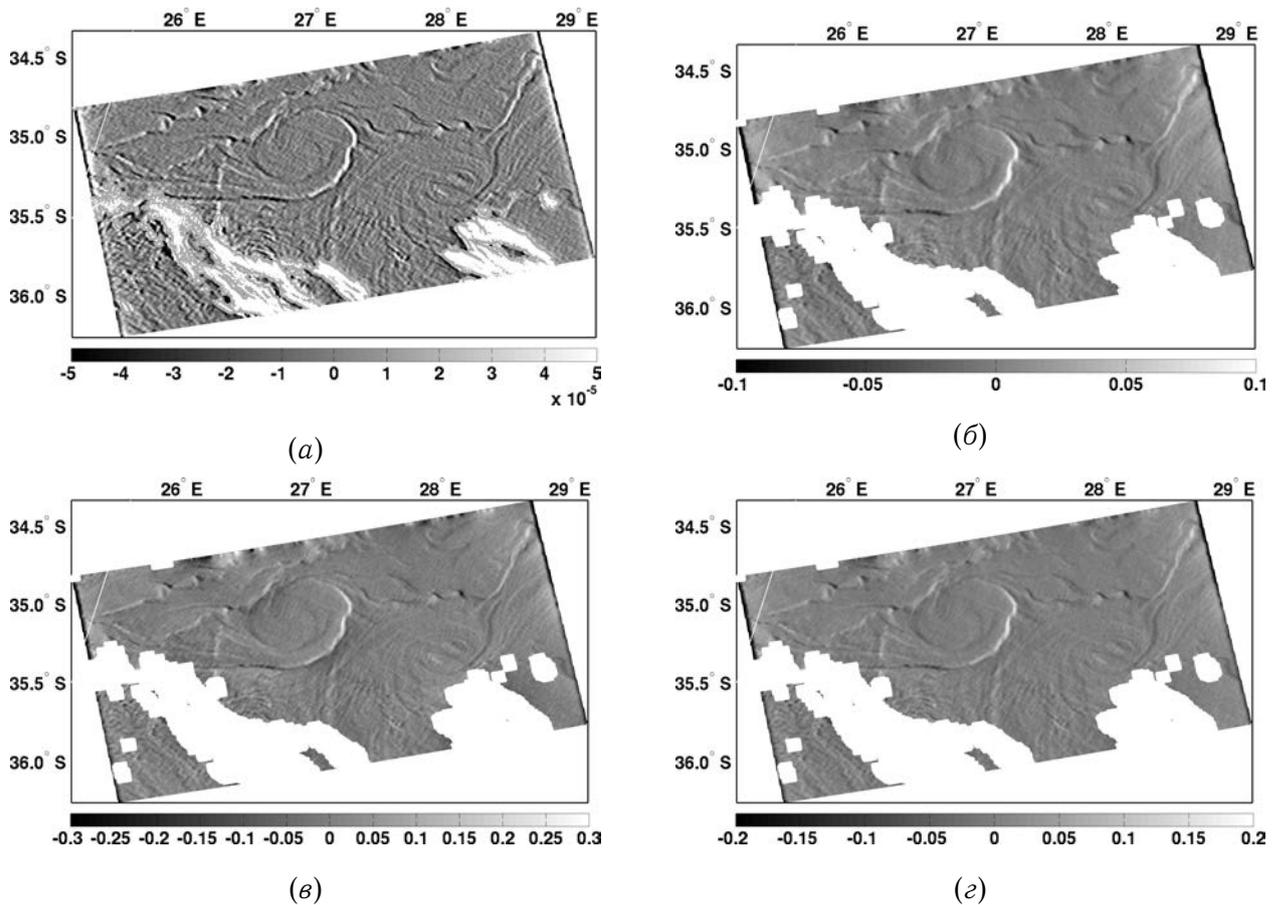
Пространственное распределение контрастов спектра брэгговских волн, рассчитанные по модели RIM для направления PCA наблюдений перпендикулярно ветру (сплошная синяя линия) и направления визирования против ветра (красная линия с крестиками).

Рисунок 3.10 – Контрасты спектра брэгговских волн, рассчитанных для сечения вдоль поля поверхностного течения, приведённого на Рисунке 3.6, при различных направлениях ветра

Смоделированные поверхностные проявления пары вихрей в полях СКН, обрушений волн и контрастов УЭПР приводятся на Рисунке 3.11 для угла падения 30° и угла между вектором скорости ветра и направлением PCA 20° . Как и ожидалось, визуальная геометрия этих двумерных полей очень схожи со структурой поля конвергенции

поверхностного течения. Если присмотреться, можно заметить, что увеличение контрастов всех трёх приведённых полей происходит в области конвергенции течения (яркие области в верхнем левом углу изображения), в то время, как подавление возникает в зонах дивергенции (тёмные области). Стоит напомнить, что проявления особенностей мезомасштабных течений в УЭПР возникает в результате обрушений волн, обеспечивающих усиление/ослабление механических возмущений на поверхности в областях конвергенции/дивергенции. Это приводит к усилению/подавлению Брэгговских волн и, тем самым, модуляции обратного рассеяния РЛ-сигнала.

Сравнивая модельные поля контрастов УЭПР и СКН (см. Рисунок 3.11) с наблюдаемыми на Рисунке 3.9, можно заметить, что модельные контрасты согласуются с наблюдаемыми значениями. Поскольку RIM была тщательно протестирована на имеющихся данных (см. [1]), этот факт предполагает, что восстановленные поля дивергенции поверхностного течения могут рассматриваться как близкие к “реальным”. Также стоит отметить, что моделирование контрастов УЭПР для той же пары вихрей, без учёта влияния обрушений волн на УЭПР и модуляцию Брэгговских волн (“стандартная” релаксационная модель) даёт контрасты УЭПР по величине на 4 порядка меньше, нежели приведённые на Рисунке 3.11.



(а) Дивергенция поля поверхностного течения, полученное по полю ТПО (Рисунок 3.9, а). Яркие области на рисунке (а) соответствуют конвергенции течения, а тёмные – дивергенции (детальнее см. подпись к Рисунку 3.6, б). Другие рисунки – модельные поля поверхностных проявлений грибовидной структуры, представленной в виде контрастов СКН (б), обрушения волн (в), и контрастов УЭПР (г)

Рисунок 3.11 – Фрагменты восстановленного по ТПО поля дивергенции поверхностного течения и модельных контрастов СКН, обрушений волн, и контрастов УЭПР

Таким образом, анализ поверхностных проявлений суб- и мезомасштабной динамики верхнего слоя Океана в полях РСА и СКН показывает их сходство с полями конвергенции/дивергенции.

Этот экспериментальный факт демонстрирует возможности восстановления количественных характеристик динамики верхнего слоя Океана по мультисенсорным поверхностным проявлениям мезомасштабных особенностей.

3.4 Выводы по главе

На примере внутренних волн (ВВ) продемонстрировано, что солнечный блик является отличным “инструментом” для исследования динамики Океана. Показано, что поверхностные проявления ВВ хорошо видны в модуляциях уклонов морской поверхности. Это связано с усилением среднеквадратичного (СКН) в зонах конвергенции течения ВВ, в то время как подавление наблюдается в зонах дивергенции. Эта связь между аномалиями СКН и дивергенцией поверхностного течения ВВ идентична модуляциям обрушений ветровых волн, вызванных ВВ, наблюдаемых Дуловым и др. в 1986 [65] в этом же районе исследования.

В отличие от ВВ, вопрос о возможности идентификации мезомасштабных течений остается открытым. В данной работе предложен и применяется новый синергетический подход, основанный на совместном использовании оптических, включая инфракрасные каналы, и радиолокационных изображений для исследования поверхностных проявлений мезомасштабных процессов в Океане.

Поле поверхностного квазигеострофического течения (КГТ) восстанавливается по наблюдаемым полям ТПО, следуя подходу, предложенному [75]. Поле КГТ является бездивергентным, поэтому взаимодействие ветровых волн с этим течением приводит к слабым поверхностным проявлениям [1, 2].

Взаимодействие ветрового течения с полем КГТ путём Экмановского адвективного механизма, и диабатического механизма перемешивания, как предложено в [70, 71], приводит к генерации вторичной агеострофической циркуляции, которая, в свою очередь, вызывает появление конвергенции и дивергенции поверхностных течений, приводящих к наблюдаемым зонам градиентов ТПО.

Наблюдаемое соответствие между аномалиями шероховатости и градиентами ТПО можно рассматривать в качестве “экспериментального подтверждения” того факта, что влияние дивергенции поверхностного течения на короткие ветровые волны есть основной механизм, приводящий к поверхностным проявлениям мезомасштабных течений.

Поле поверхностного течения, восстановленное по данным ТПО MODIS и ветру ASAR, использовано в качестве входных параметров модели формирования РЛ-изображения RIM. Модельные расчёты показали, что наблюдаемые аномалии на изображении PCA, вместе с аномалиями поля СКН, восстановленного по данным MODIS,

представляют поверхностные проявления зон конвергенции и дивергенции океанического течения вдоль меандрирующих фронтов и вихрей.

Подытоживая, можно утверждать, что предложенный синергетический подход, объединяющий ТПО, яркость солнечного блика и данные РСА, дополненный и другими источниками данных более низкого разрешения (например, альтиметров и скаттерометров), предоставляет согласующееся численное решение положения и интенсивности зон конвергенции/дивергенции (апвеллинга/даунвеллинга) поверхностного течения. А это, в свою очередь, важный и многообещающий шаг в сторону прогресса численной интерпретации и понимания динамики верхнего слоя Океана по двумерным изображениям его поверхностных проявлений.

Заключение

При изучение оптических характеристик Океана солнечная радиация, отраженная от морской поверхности, является шумом по отношению к радиации рассеянной в верхнем слое Океана. В областях солнечного блика отражённая радиация составляет значительную часть регистрируемого излучения, что исключает возможность применения алгоритмов восстановления «цвета» Океана. Отраженная солнечная радиация несёт информацию о характеристиках «шероховатости» поверхности океана. В этом случае данные оптических сканеров могут быть использованы для исследования статистических характеристик ветрового волнения и их вариаций, вызванных различными океаническими процессами.

В данной работе предложен метод восстановления пространственных вариаций среднеквадратичного наклона (СКН) морской поверхности по солнечному блику, регистрируемому оптическими сканерами из космоса.

Разработанный метод применяется к анализу данных спутниковых оптических спектрометров MODIS и MERIS, совместно с существующими РЛ методами наблюдения поверхности Океана, для исследования нефтяных загрязнений и поверхностных проявлений динамических процессов в Океане.

Конкретные результаты работы заключаются в следующем:

- Разработан алгоритм восстановления СКН по спутниковым оптическим изображениям солнечного блика. Алгоритм восстановления СКН использует передаточную функцию, связывающую контрасты яркости в солнечном блике с контрастами СКН. Определение передаточной функции напрямую основано на наблюдаемых градиентах яркости солнечного блика, без априорного задания плотности распределения уклонов, что позволяет работать с различными оптическими спектрометрами. На основе предложенного метода разработаны два алгоритма восстановления СКН: для 2D и 1D полей яркости.

- Предложен метод количественной интерпретации пространственных вариаций СКН морской поверхности по солнечному блику, регистрируемому оптическими сканерами из космоса. Помимо выявления зависимости от скорости ветра, разработанный метод открывает дополнительные возможности исследовать поверхностные явления на море (как например слики или особенности течений), приводящие к вариациям СКН, а как следствие, к изменениям яркости на внутренних масштабах солнечного блика, т.е. на масштабах много меньших «ширины» самого блика.
- Написано соответствующее программное обеспечение для восстановления СКН по полям яркости. Разработаны процедуры загрузки, чтения и обработки спутниковых снимков приборов MODIS и MERIS, а также вспомогательной информации. Программы реализованы на языках программирования Matlab и Python.
- Метод восстановления контрастов среднеквадратичного наклона (СКН) применён к анализу проявления нефтяных сликов естественного и техногенного происхождения по изображениям солнечного блика.
- Установлено, что контрасты СКН в нефтяных сликах систематически ниже контрастов СКН в сликах биологического происхождения. Этот результат объясняется различием упругостей нефтяных плёнок и плёнок биологического происхождения. Показано, что эффективный коэффициент упругости для тонкой нефтяной плёнки может быть задан как $E=15\text{МН/м}$.
- Показано, что оптические и РЛ-контрасты одного и того же слика, сформированного тонкой нефтяной плёнкой, хорошо коррелируют. При этом контрасты УЭПР примерно в 1.6 раза сильнее контрастов СКН.
- Продemonстрировано, что поверхностные проявления ВВ хорошо видны в модуляциях уклонов морской поверхности. Это связано с усилением среднеквадратичного наклона (СКН) в зонах конвергенции течения ВВ, в то время как подавление наблюдается в зонах дивергенции.
- Предложен синергетический подход для идентификации, восстановления и анализа параметров поверхностных проявлений мезо-масштабных океанических течений по оптическим и радиолокационным изображениям, получаемым из космоса.

- В рамках предложенного подхода, поля геострофических течений (ГТ) и вторичных агеострофических течений, с которыми связаны зоны конвергенции и дивергенции могут быть восстановлены по спутниковым полям ТПО полям РСА-ветра.
- Обнаружено, что поверхностные проявления мезомасштабных течений в виде аномалий СКН и обратного рассеяния радиоволн «привязаны» к зонам конвергенции и дивергенции поверхностного течения.
- Полученные научные результаты реализованы в виде алгоритмов и элементов программного обеспечения для обработки РСА и оптических изображений и восстановления статистических параметров поверхности океана. А также как элемент разрабатываемой синергетической платформы SYNTool (<http://syntool.solab.rshu.ru/>) Лаборатории спутниковой океанографии (ЛСО) РГГМУ.

Предлагаемый подход, совместно с существующими РЛ методами наблюдения поверхности Океана, открывает новые возможности для мониторинга океанических явлений из Космоса по их поверхностным проявлениям.

Список рисунков

1.1	Солнечный блик в Севастопольской бухте, 31 декабря 2008г.	12
1.2	Схематическое изображение компонент солнечного излучения регистрируемого спутниковым датчиком	13
1.3	“Глобальная” маска блика от 21 Марта 2004 года для MODIS/Aqua и SeaWiFS	17
1.4	Геометрия отражения солнечного блика	20
1.5	Пример моделирования солнечного блика с передаточной функцией (1.15), для изотропной Гауссовой функции ПРВ	27
1.6	(а) Схематическая геометрия поля зрения прибора MODIS. (б) фрагмент изображения MODIS/Terra, 24 мая 2010г., 16ч. 45мин., район разлива нефтепродуктов в результате взрыва нефтяной платформы “Deepwater Horizon” в Мексиканском заливе	30
1.7	(а) Схематическое устройство прибора MERIS/Envisat (б) фрагмент изображения MERIS, 24 мая 2010г., 16ч. 17мин., в Мексиканском заливе	30
1.8	Псевдо-цветные RGB изображения района течения Гольфстрим у берегов Флориды	32
1.9	Блок-схема алгоритма восстановления СКН	33
1.10	Карты полей ветра в районе исследования, построенные по данным NCEP GFS и Blended Sea Winds	35
1.11	Фрагменты изображений MERIS, MODIS/Terra и MODIS/Aqua в красных (865нм для MERIS и 850нм для MODIS) каналах	37
1.12	Область исследования на изображениях MERIS (а), MODIS/Terra (б) и MODIS/Aqua (в) в красных каналах	38
1.13	Сечения контрастов яркости вдоль (б) и поперёк (а) блика	39
1.14	Средняя яркость солнечного блика (масштаб осреднения 30x30км ²)	40
1.15	Контрасты яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0	40

1.16	Передаточная функция для связи контрастов вариаций яркости (Рисунок 1.15) и контрастов СКН (Рисунок 1.16)	41
1.17	Карты локальных наклонов поверхности, обеспечивающие зеркальное отражение и , обусловленные геометрией наблюдений и положением солнца	41
1.18	Карты зон инверсии контрастов для различных скоростей ветра	43
1.19	Контрасты СКН \tilde{s}^2/s_0^2	43
1.20	Сечения контрастов яркости \tilde{B}/B_0	44
2.1	Фрагмент изображения, полученного с прибора MODIS/Terra (Июнь, 2, 2005, 16:55 GMT)	50
2.2	Увеличенный фрагмент контрастов СКН, изображённых на Рисунке 2.1, содержащем “индивидуальные” нефтяные слики, и зависимость контрастов от скорости ветра	52
2.3	Фрагмент исходного изображения MERIS/Envisat в красном канале (681нм), полученное 24 Мая 2010, 16:17 GMT (а) и композитное изображение двух снимков MODIS/Terra в красном канале (645нм), полученное 24 Мая 2010, 16:45 и 16:50 GMT (б)	54
2.4	Усреднённая яркость B_0 с изображений MERIS и MODIS, а также передаточная функция T	55
2.5	Контрасты яркости солнечного блика \tilde{B}/B_0	56
2.6	Аномалии СКН \tilde{s}^2/s^2 , восстановленные по данным прибора MERIS (а) и MODIS (б)	58
2.7	Изображения (а) ASAR (15:58 GMT), и (б) MERIS (15:56 GMT)	59
2.8	Увеличенные фрагменты изображений MERIS (а) и ASAR (б), представленных на Рисунке 2.7	60
2.9	Контрасты СКН и контрасты УЭПР нефтяного слика вне жёлтого контура, изображённого на Рисунке 2.8	62
2.10	Коэффициент затухания волн и спектр насыщения ветровых волн для различных условий	65
3.1	Фрагмент исходного изображения MODIS/Aqua, обработанный с помощью алгоритма, предложенного в Главе 1	72
3.2	Профиль контрастов СКН и RIM моделирование сечения, проходящего через ВВ на Рисунке 3.1, в	73

3.3	Поле ветра и поле поверхностной температуры Океана	76
3.4	Исходное изображение MODIS/Aqua района мыса Игольный и восстановленные контрасты СКН	77
3.5	(а) Поле контрастов СКН, полученное из поля вариаций яркости, представленных на Рисунке 3.4, б и поле контрастов УЭПР РСА (б)	78
3.6	Завихренность поля КГТ и дивергенция поверхностного течения, восстановленные по наблюдаемому полю ТПО	83
3.7	Фрагменты поля УЭПР РСА и дивергенции поверхностного течения	84
3.8	Фрагменты поля контрастов СКН и дивергенции поверхностного течения	85
3.9	Фрагменты поля контрастов СКН, РСА и дивергенции поверхностного течения	86
3.10	Контрасты спектра брэгговских волн, рассчитанных для сечения вдоль поля поверхностного течения, приведённого на Рисунке 3.6, при различных направлениях ветра	88
3.11	Фрагменты восстановленного по ТПО поля дивергенции поверхностного течения и модельных контрастов СКН, обрушений волн, и контрастов УЭПР	90
A.1	Источники и стоки энергии $Q(k)$	112
A.2	Генерация коротких поверхностных волн в результате обрушения волн	114
A.3	Схема формирования РЛ-изображения	118

Список таблиц

1.1	Основные характеристики некоторых спутниковых спектрометров	16
1.2	Основные характеристики спектрометра MODIS	16

Литература

1. On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations / Vladimir N. Kudryavtsev, D. Akimov, Johnny A. Johannessen, Bertrand Chapron // *Journal of Geophysical Research*. — 2005. — jul. — Vol. 110, no. C07016. — P. 1–27. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2004JC002505.shtml>.
2. On radar imaging of current features: 2. Mesoscale eddy and current front detection / Johnny A. Johannessen, Vladimir N. Kudryavtsev, D. Akimov et al. // *Journal of Geophysical Research*. — 2005. — Vol. 110, no. C07017. — P. 1–14. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2004JC002802.shtml>.
3. Robinson Ian Stuart. Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography / Ed. by Springer-Verlag. — Springer/Praxis Publishing, 2004. — P. 669. — ISBN: 9783540426479. — URL: <http://eprints.soton.ac.uk/9866/>.
4. Jerlov Nils Gunnar. *Marine Optics*. — Elsevier Oceanography series, 5, 1976. — Vol. 21. — P. 231. — ISBN: 0444414908. — URL: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22115458>.
5. Pozdnyakov Dmitry V, Graß I H. Colour of Inland and Coastal Waters: A Methodology for Its Interpretation (Google eBook). — Springer/Praxis Publishing, 2003. — P. 170. — ISBN: 978-3-540-00200-0. — URL: <http://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=jKVN4s5pZ1YC&pgis=1>.
6. Doerffer R, Schiller H. The MERIS Case 2 water algorithm // *International Journal of Remote Sensing*. — 2007. — Vol. 28, no. 3. — P. 517–535. — URL: <http://www.informaworld.com/openurl?genre=article&doi=10.1080/01431160600821127&magic=crossref>.

7. Semi-empirical Algorithm for the Retrieval of Ecology-Relevant Water Constituents in Various Aquatic Environments / Anton A Korosov, Dmitry V Pozdnyakov, Are Folkestad et al. // *Algorithms*. — 2009. — Vol. 2, no. 1. — P. 470–497. — URL: <http://www.mdpi.com/1999-4893/2/1/470/>.
8. Montagner F., Billat V., Bélanger S. ATBD 2.13 — SUN GLINT FLAG ALGORITHM // *Physics*. — 2003. — no. 4.
9. Cox Charles, Munk Walter. Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter // *Journal of the Optical Society of America*. — 1954. — Vol. 44, no. 11. — P. 838–850. — URL: <http://www.opticsinfobase.org/abstract.cfm?URI=josa-44-11-838>.
10. Cox Charles, Munk Walter. Statistics of the sea surface derived from sun glitter // *Journal of Marine Research*. — 1954. — Vol. 13. — P. 198–227.
11. Bréon F. M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // *Journal of Geophysical Research*. — 2006. — Vol. 111, no. C06005. — P. 1–10. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2005JC003343.shtml>.
12. [Combined use of SAR and Modis imagery to detect marine oil spills](#) / Maria Adamo, Giacomo De Carolis, Vito De Pasquale, Guido Pasquariello // *Proceedings of SPIE, the International Society for Optical Engineering* / Ed. by Francesco Posa. — Vol. 5980. — Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, 2005. — oct. — P. 59800I–59800I–12. — URL: <http://proceedings.asmedigitalcollection.asme.org/proceeding.aspx?articleid=879662>.
13. Chust G, Sagarminaga Y. The multi-angle view of MISR detects oil slicks under sun glitter conditions // *Remote Sensing of Environment*. — 2007. — Vol. 107, no. 1-2. — P. 232–239. — URL: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425706004445>.
14. Detection of natural oil slicks in the NW Gulf of Mexico using MODIS imagery / Chuanmin Hu, Xiaofeng Li, William G Pichel, Frank E Muller-Karger // *Geophysical Research Letters*. — 2009. — Vol. 36, no. 1. — P. 1–5. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2009/2008GL036119.shtml>.

15. Hennings Ingo, Matthews John, Metzner Margitta. Sun glitter radiance and radar cross-section modulations of the sea bed // [Journal of geophysical research](#). — 1994. — Vol. 99, no. C8. — P. 16303–16326. — URL: <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=4200531>.
16. Observations of oceanic internal and surface waves from the Earth Resources Technology Satellite / John Ralph Apel, H M Byrne, J R Proni, R L Charnell // [Journal of Geophysical Research](#). — 1975. — Vol. 80, no. 6. — P. 865–881. — URL: <http://www.scopus.com/scopus/inward/record.url?eid=2-s2.0-0000097310&partnerID=40&rel=R8.0.0>.
17. Artale V, Levi D, Marullo S. Analysis of nonlinear internal waves observed by Landsat thematic mapper // [Journal of Geophysical Research](#). — 1990. — Vol. 95, no. 90. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1990/JC095iC09p16065.shtml>.
18. Manifestation of internal solitary waves on ERS SAR and SPOT images: Similarities and differences / Leonid Mitnik, Werner Alpers, Kun Shan Chen, A J Chen // [International Geoscience And Remote Sensing Symposium Igarss](#). — Vol. 5. — 2000. — P. 1857–1859. — URL: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0034540532&partnerID=40&md5=50ddbc13a6e245367b4a2fe40a81f99e>.
19. Jackson Christopher R., Alpers Werner. The role of the critical angle in brightness reversals on sunglint images of the sea surface // [Journal of Geophysical Research](#). — 2010. — Vol. 115, no. C09019. — P. 15. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009JC006037.shtml>.
20. Burdyugov V. M., Grodsky S.A., Kudryavtsev Vladimir N. Analysis of photographic images of the structure of the surface of the sea near a speck of light // [Soviet Journal of Physical Oceanography](#). — 1987. — Vol. 1, no. 1. — P. 55–62. — URL: <http://www.refdoc.fr/Detailnotice?idarticle=38827647>.
21. Stilwell Denzil. Directional Energy Spectra of the Sea from Photographs // [Journal of Geophysical Research](#). — 1969. — Vol. 74, no. 8. — P. 1974–1986. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1969/JB074i008p01974.shtml>.
22. Spectra of Energy-Carrying Surface Waves Using Solar Highlight Images. Comparison with In-situ Data / A. N. Bolshakov, V. M. Burdyugov, S. A. Grodsky et al. //

- Earth Obs. Remote Sens. — 1990. — Vol. 8. — P. 29–40. — URL: http://scholar.google.ru/scholar?q=Spectra+of+energy-carrying+surface-waves+using+solar+highlight+images+%E2%80%94&btnG=&hl=ru&as_sdt=0#0.
23. 2-Dimensional surface elevation spectra from airphoto data / A. N. Bolshakov, V. M. Burdyugov, S.A. Grodsky, Vladimir N. Kudryavtsev // *Izvestia Atmospheric and Oceanic Physics*. — 1990. — Vol. 26. — P. 652–658.
24. Matthews John. Stereo observation of lakes and coastal zones using ASTER imagery // *Remote Sensing of Environment*. — 2005. — Vol. 99, no. 1-2. — P. 16–30. — URL: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425705001689>.
25. Munk W H, Scully-Power P, Zachariasen F. Ships from space // *Proceedings of the Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*. — 1987. — Vol. 412, no. 1843. — P. 231–254. — URL: <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Ships+from+space#0>.
26. Spirals on the sea / W Munk, L Armi, K Fischer, F Zachariasen // *Proceedings of the Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*. — 2000. — Vol. 456, no. 1997. — P. 1217–1280. — URL: <http://rspa.royalsocietypublishing.org/cgi/doi/10.1098/rspa.2000.0560>.
27. Cox Charles, Munk Walter. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography of the University of California*. — 1956. — Vol. 6, no. 9. — P. 401–488. — URL: <http://repositories.cdlib.org/sio/bulletin/6no9>.
28. Importance of peakedness in sea surface slope measurements and applications / Bertrand Chapron, V. Kerbaol, D. Vandemark, T. Elfouhaily // *Journal of Geophysical Research*. — 2000. — Vol. 105, no. C7. — P. 17195–17202. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2000/2000JC900079.shtml>.
29. Ebuchi Naoto. Probability distribution of surface wave slope derived using Sun glitter images from geostationary meteorological satellite and surface vector winds from scatterometers // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. — Vol. 3. — IEEE, 2002. — P. 1813–1815. — URL: <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1026263>.

30. MODIS: advanced facility instrument for studies of the Earth as a system / V V Salomonson, W L Barnes, P W Maymon et al. // [IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing](#). — 1989. — Vol. 27, no. 2. — P. 145–153. — URL: <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=20292>.
31. Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODIS land science / Robert E Wolfe, Masahiro Nishihama, Albert J Fleig et al. // [Remote Sensing of Environment](#). — 2002. — Vol. 83, no. 1-2. — P. 31–49. — URL: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425702000858>.
32. Goryl P, Saunier S. MERIS absolute geolocation status // ESA-GAEL report, contract. — 2004. — no. 15993/02.
33. An overview of MODIS capabilities for ocean science observations / W E Esaias, M R Abbott, I Barton et al. // [IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing](#). — 1998. — Vol. 36, no. 4. — P. 1250–1265. — URL: <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=701076>.
34. USGS. GTOPO30: Global 30 Arc Second Elevation Data. — Online at <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30.html>. — 1996.
35. The NCEP Climate Forecast System / S. Saha, S. Nadiga, C. Thiaw et al. // [J. Climate](#). — 2006. — aug. — Vol. 19, no. 15. — P. 3483–3517. — URL: <http://dx.doi.org/10.1175/jcli3812.1>.
36. Zhang Huai-Min, Bates John J, Reynolds Richard W. Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed // [Geophysical Research Letters](#). — 2006. — Vol. 33, no. 17. — P. L17714. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2006GL027086.shtml>.
37. On the Reduction of the Radar Backscatter by Oceanic Surface Films / Martin Gade, Werner Alpers, Heinrich Hühnerfuss et al. // [Remote Sensing of Environment](#). — 1998. — Vol. 66, no. 1. — P. 52–70. — URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425798000340>.
38. Espedal Heidi A., Johannessen Ola M., Knulst Johan. Satellite detection of natural films on the ocean surface // [Geophysical Research Letters](#). — 1996. — nov. — Vol. 23, no. 22. — P. 3151–3154. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/96GL03009>.

39. COASTWATCH'95: ERS 1/2 SAR detection of natural film on the ocean surface / H. A. Espedal, O. M. Johannessen, J. A. Johannessen et al. // [Journal of Geophysical Research](#). — 1998. — Vol. 103, no. C11. — P. 24969. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/98JC01660>.
40. Espedal H. A., Johannessen O. M. Cover: Detection of oil spills near offshore installations using synthetic aperture radar (SAR) // [International Journal of Remote Sensing](#). — 2000. — jan. — Vol. 21, no. 11. — P. 2141–2144. — URL: <http://dx.doi.org/10.1080/01431160050029468>.
41. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. Background model / Vladimir N. Kudryavtsev, Danièle Hauser, Gérard Cau­dal, Bertrand Chapron // [Journal of Geophysical Research](#). — 2003. — jan. — Vol. 108, no. C3. — P. 24. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2003/2001JC001003.shtml>.
42. Ермаков С А, Зуйкова Э М, Салашин С Г. Трансформация спектров коротких ветровых волн в пленочных сликах // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. — 1987. — Т. 23, № 7. — С. 707–715.
43. Surface film effect on short wind waves / S A Ermakov, A M Zujkova, A R Panchenko et al. // [Dynamics of atmospheres and oceans](#). — 1986. — Vol. 10, no. 1. — P. 31–50.
44. Ermakov S A, Salashin S G, Panchenko A R. Film slicks on the sea surface and some mechanisms of their formation // [Measurement](#). — 1992. — Vol. 16, no. 3-4. — P. 279–304. — URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCR-48BD3VS-58/2/af23452f1ee445f0279e5289587b2b97>.
45. Imaging of biogenic and anthropogenic ocean surface films by the multi-frequency/multipolarization SIR-C/X-SAR / Martin Gade, Werner Alpers, Heinrich Hühnerfuss et al. // [Journal of Geophysical Research](#). — 1998. — Vol. 103, no. C9. — P. 18851. — URL: <http://dx.doi.org/10.1029/97JC01915><http://doi.wiley.com/10.1029/97JC01915>.
46. Левич Вениамин Григорьевич. Физико-химическая гидродинамика. — Гос изд-во физико-математической лит-ры, 1959.

47. Jenkins Alastair D, Jacobs Stanley J. Wave damping by a thin layer of viscous fluid // *Physics of Fluids*. — 1997. — Vol. 9, no. 5. — P. 1256. — URL: <http://link.aip.org/link/PHFLE6/v9/i5/p1256/s1&Agg=doi>.
48. Alpers Werner, Hühnerfuss Heinrich. The damping of ocean waves by surface films: A new look at an old problem // *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012). — 1989. — Vol. 94, no. C5. — P. 6251–6265.
49. Brekke Camilla, Solberg Anne H.S. Oil spill detection by satellite remote sensing // *Remote Sensing of Environment*. — 2005. — mar. — Vol. 95, no. 1. — P. 1–13. — URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425704003724>.
50. Levich Veniamin Grigorevich. *Physicochemical Hydrodynamics* / Ed. by New York Wiley. — Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J, 1962. — Vol. 1 of Prentice-Hall International Series in the Physical and Chemical Engineering Sciences. — P. 700. — ISBN: 0136744400. — URL: <http://www.amazon.co.uk/Physicochemical-Hydrodynamics-V-G-Levich/dp/0136744400>.
51. Kudryavtsev Vladimir N. On effect of wave breaking on short wind waves // *Geophysical Research Letters*. — 2004. — Vol. 31, no. 20. — URL: <https://bora.uib.no/handle/1956/865>.
52. Mouche Alexis A, Hauser Danièle, Kudryavtsev Vladimir. 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, no. C9. — P. C09004. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JC003166>.
53. Stewart R. W. The air-sea momentum exchange // *BoundaryLayer Meteorology*. — 1974. — Vol. 6, no. 1-2. — P. 151–167. — URL: <http://www.springerlink.com/index/10.1007/BF00232481>.
54. Оценка контрастов спектра ветровых волн в сликах, вызванных биогенными и нефтяными пленками / В.Н. Кудрявцев, Н.А. Иванова, Л.А. Гушин, С.А. Ермаков. — Нижний Новгород : ИПФ РАН, 2008. — Т. Препринт №765. — С. 30.

55. Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography / M. V. Yurovskaya, V. A. Dulov, B. Chapron, V. N. Kudryavtsev // [Journal of Geophysical Research: Oceans](#). — 2013. — sep. — Vol. 118, no. 9. — P. 4380–4394. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrc.20296>.
56. Gulf Stream surface convergence imaged by synthetic aperture radar / G. O. Marmorino, R. W. Jansen, G. R. Valenzuela et al. // [Journal of Geophysical Research](#). — 1994. — Vol. 99, no. C9. — P. 18315. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/94JC01643>.
57. Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar / J. A. Johannessen, R. A. Shuchman, G. Digranes et al. // [Journal of Geophysical Research](#). — 1996. — Vol. 101, no. C3. — P. 6651. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/95JC02962>.
58. Subsurface, surface, and radar modeling of a Gulf Stream current convergence / Robert W. Jansen, Colin Y. Shen, Scott R. Chubb et al. // [Journal of Geophysical Research](#). — 1998. — Vol. 103, no. C9. — P. 18723. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/98JC01195>.
59. Alpers Werner, Hennings Ingo. A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar // [Journal of Geophysical Research](#). — 1984. — Vol. 89, no. C6. — P. 10529. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/JC089iC06p10529>.
60. Romeiser Roland, Alpers Werner, Wismann Volkmar. 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, no. C11. — P. 25237–25250. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1997/97JC00190.shtml>.
61. Gasparovic R. F., Apel J. R., Kasischke E. S. An overview of the SAR Internal Wave Signature Experiment // [Journal of Geophysical Research](#). — 1988. — Vol. 93, no. C10. — P. 12304. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/JC093iC10p12304>.

62. Lyzenga David R., Bennett John R. Full-spectrum modeling of synthetic aperture radar internal wave signatures // *Journal of Geophysical Research*. — 1988. — Vol. 93, no. C10. — P. 12345. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/JC093iC10p12345>.
63. The influence of the marine atmospheric boundary layer on ERS 1 synthetic aperture radar imagery of the Gulf Stream / R. C. Beal, V. N. Kudryavtsev, D. R. Thompson et al. // *Journal of Geophysical Research*. — 1997. — Vol. 102, no. C3. — P. 5799. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/96JC03109>.
64. Ivanov V A, Pelinovsky E N, Talipova T G. The Long-Time Prediction of Intense Internal Wave Heights in the Tropical Region of the Atlantic // *Journal of Physical Oceanography*. — 1993. — Vol. 23, no. 9. — P. 2136–2142.
65. Дулов В.А., Ключников С.И., Кудрявцев В.Н. Влияние внутренних волн на интенсивность обрушений ветровых волн. Натурные наблюдения // *Морской гидрофизический журнал*. — 1986. — № 6. — С. 14–21.
66. Brown Otis B, Minnett Peter J. MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm // *Time*. — 1999. — Vol. 2, no. 3. — P. 33149–1098. — URL: <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:MODIS+Infrared+Sea+Surface+Temperature+Algorithm+Algorithm+Theoretical+Basis+Document+Version+2.0#0>.
67. Sun glitter imagery of the ocean phenomena / Alexander G. Myasoedov, Vladimir N. Kudryavtsev, Bertrand Chapron, Johnny A. Johannessen. — Vol. ESA SP-679. — Frascati, Italy, 2010. — jan. — URL: <http://www.nersc.no/sites/www.nersc.no/files/SUNGLITTERIMAGERYOFTHEOCEANSURFACEPHENOMENA.pdf>.
68. Myasoedov Alexander G., Kudryavtsev Vladimir N. Quantification of the surface manifestation of ocean phenomena from sun glitter imagery. // *Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University. A theoretical research journal*. — 2010. — no. 16. — P. 94–115. — URL: http://www.rshu.ru/university/notes/rggmu_uchenye_zapiski_16.pdf.
69. Synergy of SAR and optical imagery in studies of meso-scale ocean dynamics / Vladimir N. Kudryavtsev, Alexander G. Myasoedov, Bertrand Chapron et al. — Vol. ESA SP-679. — Frascati, Italy, 2010. — jan. —

- P. 8. — URL: <http://www.nersc.no/sites/www.nersc.no/files/SYNERGYOFSARANDOPTICALIMAGERYINSTUDIESOFMESO-SCALEOCEANDYNAMICS.pdf>.
70. Klein Patrice, Hua Bach Lien. The mesoscale variability of the sea surface temperature: An analytical and numerical model // *Journal of Marine Research*. — 1990. — Vol. 48, no. 4. — P. 35. — URL: <http://www.ingentaconnect.com/content/jmr/jmr/1990/00000048/00000004/art00004>.
71. Garrett C J R, Loder J W. Dynamical aspects of shallow sea fronts // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A Mathematical and Physical Sciences*. — 1981. — Vol. 302, no. 1472. — P. 563–581. — URL: <http://www.jstor.org/stable/37038>.
72. Thompson Luanne. Ekman layers and two-dimensional frontogenesis in the upper ocean // *Journal of Geophysical Research*. — 2000. — Vol. 105, no. C3. — P. 6437–6451. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2000/1999JC900336.shtml>.
73. Nagai T, Tandon A, Rudnick D L. Two-dimensional ageostrophic secondary circulation at ocean fronts due to vertical mixing and large-scale deformation // *Journal of Geophysical Research*. — 2006. — Vol. 111, no. C9. — P. 1–18. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2005JC002964.shtml>.
74. Brown R. A. On two-layer models and the similarity functions for the PBL // *Boundary-Layer Meteorology*. — 1982. — dec. — Vol. 24, no. 4. — P. 451–463. — URL: <http://www.springerlink.com/content/k3474482346t651h/>.
75. Three-dimensional reconstruction of oceanic mesoscale currents from surface information / Jordi Isern-Fontanet, Guillaume Lapeyre, Patrice Klein et al. // *Journal of Geophysical Research*. — 2008. — Vol. 113, no. C09005. — P. 17. — URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2008/2007JC004692.shtml>.
76. Phillips O. M. The dynamics of the upper ocean / Ed. by G K Batchelor, J W Miles. — Cambridge University Press, 1977. — Vol. 88 of Cambridge monographs on mechanics and applied mathematics. — P. 344. — ISBN: 0521298016. — URL: <http://www.amazon.com/dp/0521298016>.

77. Phillips O. M. Spectral and Statistical Properties of the Equilibrium Range in Wind-Generated Gravity Waves // *Journal of Fluid Mechanics*. — 1985. — Vol. 156, no. 1. — P. 505–531. — URL: http://www.journals.cambridge.org/abstract_S0022112085002221.
78. Кудрявцев В.Н., Малиновский В. В., Родин А. В. Проявление температурных фронтов в радиолокационных изображениях океана // *Исследование Земли из космоса*. — 1999. — № 6. — С. 16–26.

Приложение А

Основные соотношения модели RIM

Спектр ветрового волнения является фундаментальной характеристикой морской поверхности. Для решения поставленных в данной работе задач, нам необходима физическая модель спектра, которая основана на решении уравнения баланса энергии, которое удобнее использовать в терминах волнового спектра действия (см., например, [76]):

$$\frac{\partial N(k)}{\partial t} + (c_{gi} + u_i) \frac{\partial N(k)}{\partial x_i} - k_j \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \frac{\partial N(k)}{\partial k_i} = Q(k)/\omega, \quad (\text{A.1})$$

где c_{gi} и u_i – компоненты скорости групповых волн и поверхностного течения (i и $j = 1, 2$); ω и k – собственная частота и вектор волновых чисел, взаимосвязанные дисперсионным соотношением:

$$\omega^2 = gk + \gamma k^3, \quad (\text{A.2})$$

где $k = |k|$, g – ускорение свободного падения, γ – поверхностное напряжение, а $Q(k)$ – источник энергии волн. Спектр высоты волн $F(k)$, энергетический спектр $E(k)$ и спектр действия $N(k)$ соотносятся друг с другом как: $E(k) = (\omega^2/k)F(k)$ и $N(k) = E(k)/\omega = (\omega/k)F(k)$. Отметим, что спектр насыщения $B(k)$ (или спектр кривизны поверхности) записывается как: $B(k) = k^4 F(k)$.

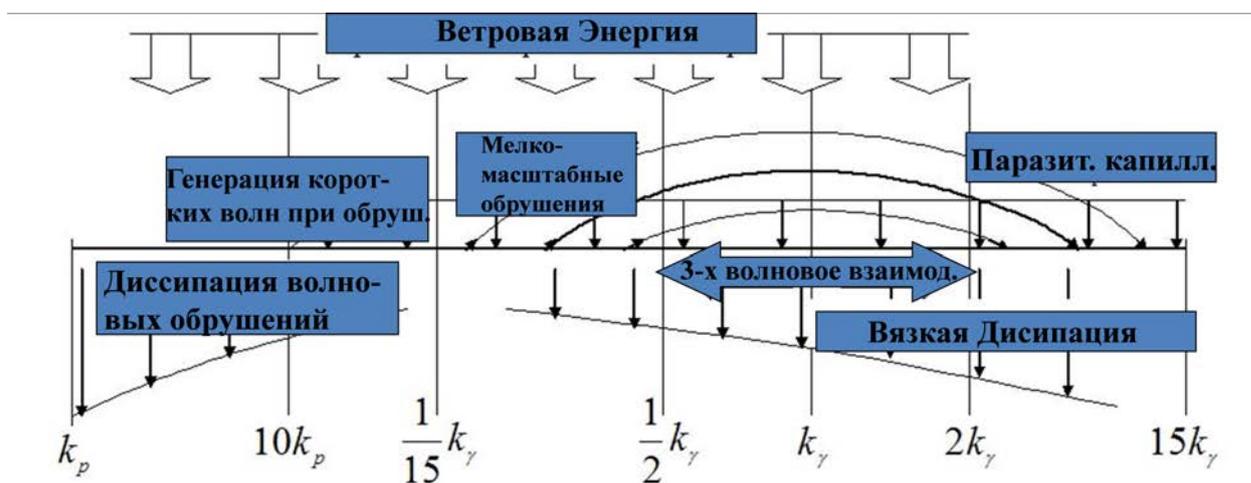
Источники и стоки энергии $Q(k)$ (см. Рисунок) состоят из ветровой «накачки», эффектов вязкой диссипации, диссипации за счёт обрушений волн, взаимодействий волн и генерации паразитных капилляров в результате обрушения волн, и могут быть записаны следующим образом:

$$Q(k) = \beta_\nu(k)\omega E(k) - D(k) - Q^{nl}(k) + Q^{wb}(k), \quad (\text{A.3})$$

где $\beta_\nu(k) = \beta(k) - 4\nu k^2/\omega$ – эффективная скорость роста, являющаяся разницей между скоростью роста ветра $\beta(\mathbf{k})$ и скоростью вязкой диссипации (ν – коэффициент вязкости). Здесь скорость роста

$$\beta(k) = C_\beta(u_*/c)^2 \cos \varphi |\cos \varphi|, \quad (\text{A.4})$$

где φ – угол между векторами скорости ветра и волнового числа; u_* – динамическая скорость, c – фазовая скорость; C_β – параметр, соответствующий параметризации Стюарта [53]: $C_\beta = 1.5(\rho_a/\rho_w)(\nu^{-1} \ln(\pi/kz_0) - c/u_*)$, ρ_a , ρ_w – плотность воздуха и воды, соответственно, $\nu = 0.4$, а z_0 – масштаб шероховатости.



Источники и стоки энергии состоят из ветровой «накачки», эффектов вязкой диссипации, диссипации за счёт обрушений волн, взаимодействий волн и генерации паразитных капилляров в результате обрушения волн, и могут быть представлены через уравнение

Рис. А.1 – Источники и стоки энергии $Q(k)$

Скорость диссипации энергии в результате обрушений волн $D(k)$ в [77] представляется в виде:

$$D(k) = bg^{-1}c^5 \Lambda(k), \quad (\text{A.5})$$

где b – эмпирическая константа порядка 0.01, а $\Lambda(k)$ – статистическая мера обрушений волн, введённая Филлипсом [77], таким образом, что $\Lambda(k)dk$ – общая длина на единицу

площади обрушающегося фронта поверхностных волн в диапазоне волновых чисел от k to $k + dk$.

Член $Q^{nl}(k)$ в характеризует источники и стоки энергии в результате резонансного четырёх-волнового (в гравитационном масштабе) и трёх-волнового (в капиллярно-гравитационном диапазоне) взаимодействия.

Член $Q^{wb}(k) = Q_{pc}^{wb}(k) + Q_{sw}^{wb}(k)$ описывает генерацию коротких поверхностных волн в результате обрушения волн (см. Рисунок). В зависимости от масштаба обрушающейся волны, определяются два механизма. В первом, в результате действия поверхностного натяжения, короткие обрушающиеся волны с $k > k_{wb}$ (где $k_{wb} \approx 2\pi/0.3$ рад/м) не обрушаются, а генерируют группы паразитных капилляров. Таким образом, скорость генерации паразитных капилляров (описываемых членом $Q_{pc}^{wb}(k)$) пропорциональна диссипации энергии при переносе коротких гравитационных волн с волновыми числами $k_g = k_\gamma^2/k$, где $k_\gamma = (g/\gamma)^{1/2}$ – волновое число минимума фазовой скорости. Описание этого механизма приводится в [78, 41], а выражение для $Q_{pc}^{wb}(k)$ приводится ниже:

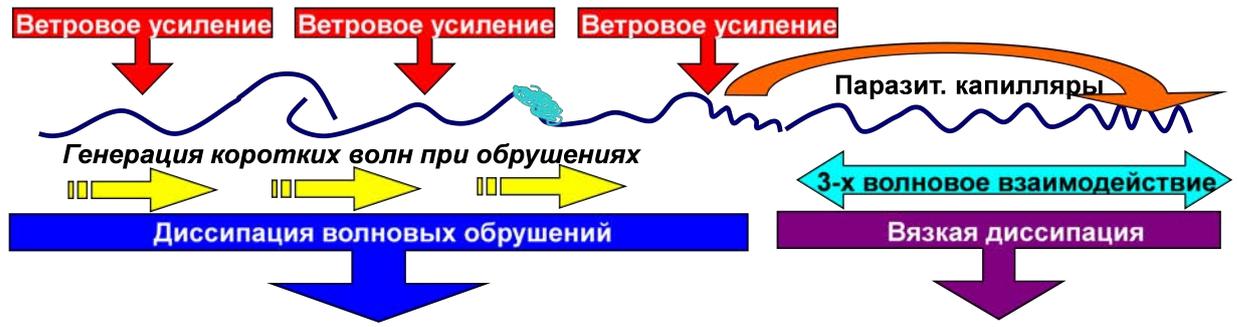
$$\begin{aligned} Q_{pc}^{wb}(k) &\equiv \omega^3 k^{-5} I_{pc}(k) \\ I_{pc}(k) &= bk_g^{-1} \Lambda(k_g) \phi(k/k_\gamma), \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

где $\phi(k/k_\gamma)$ – фильтрующая функция, ограничивающая действие источника $I_{pc}(k)$ в пространстве волновых чисел k .

При действии второго механизма, гребни более длинных обрушающихся волн с волновыми числами $k < k_{wb}$, которые обрушаются и вызывают механические возмущения морской поверхности. Этот механизм описан в статье [51]. Скорость генерации коротких волн $Q_{sw}^{wb}(k)$ изотропна и описывается через характеристики обрушений длинных волн как [51]:

$$\begin{aligned} Q_{sw}^{wb}(k) &\equiv \omega^3 k^{-5} I_{sw}(k) \\ I_{sw}(k) &= c_b \omega^{-1} \int_0^{k_m} \omega k^{-1} \Lambda(k') dk', \end{aligned} \quad (\text{A.7})$$

где $c_b = 1.2 \cdot 10^{-2}$ – эмпирическая константа; $k_m = \min(k/a_b, k_{wb})$ при $a_b = 10$ – верхний предел интегрирования, определяющий интервал обрушивающихся волн, генерирующих более короткие волны при волновом числе k .



Создание «регулярных» серий паразитных капилляров в результате действия поверхностного натяжения, при обрушении коротких волн с $k > k_{wb}$ и, вызванная обрушением гребней более длинных волн, с волновыми числами $k < k_{wb}$, механическая пертурбация морской поверхности

Рис. А.2 – Генерация коротких поверхностных волн в результате обрушения волн

А.1 Приближённое решение задачи о трансформации ВОЛН

Предположим, что поля поверхностного течения и скорости ветра можно представить в пространстве Фурье:

$$z(x, t) = \int \hat{z}(K) \exp(i(K \cdot x - \Omega t)) dK, \quad (\text{A.8})$$

где $z(x, t)$ – произвольная константа, $\hat{z}(K)$ – её Фурье амплитуда (комплексная переменная), а K и Ω – вектор волнового числа и частота, соответственно. Тогда линеаризованное решение уравнения баланса действия (А.1) с разложением на Фурье гармоники для малых вариаций спектра, вызванных поверхностным течением и приповерхностным ветром, выглядит следующим образом [1]:

$$T(k, K) = \frac{\tau}{1 + i \cdot r} \left[\omega^{-1} m_k^{ij} \hat{u}_{ij} + \hat{\beta} + (\hat{I}_{sw} + \hat{I}_{pc}) / B \right], \quad (\text{A.9})$$

где $T(k, K) = \hat{N}(k) / N_0(k)$ – передаточная функция, $N_0(k)$ – фоновый спектр морской поверхности, определяемый локальными свойствами среды, B – спектр волн в данной точке пространства, r – безразмерный релаксационный параметр:

$$r = \tau \omega^{-1} (c_{gj} K_j - \Omega), \quad (\text{A.10})$$

$m_k^{ij} = k_j \partial (\ln N_0) / \partial k_i$ – тензор нормированного градиента спектра по волновым числам, \hat{u}_{ij} – Фурье амплитуда тензора градиента скорости течения $\partial u_i / \partial x_j$. Оператор $m_k^{ij} \hat{u}_{ij}$ в (A.9) можно представить в виде:

$$\begin{aligned} m_k^{ij} \hat{u}_{ij} = & m_k (\cos^2 \phi \cdot \hat{u}_{ij} - \cos 2\phi \cdot \hat{u}_{2,2}) + \\ & 1/2 m_\phi \sin 2\phi \cdot (\hat{u}_{2,2} - \hat{u}_{1,1}) + \\ & 1/2 m_k \sin 2\phi \cdot (\hat{u}_{2,1} - \hat{u}_{1,2}) - \\ & m_\phi (\sin^2 \phi \cdot \hat{u}_{2,1} - \cos^2 \phi \cdot \hat{u}_{1,2}) \end{aligned} \quad , \quad (\text{A.11})$$

где $m_k = \partial (\ln N) / \partial (\ln k)$, $m_\phi = \partial (\ln N) / \partial \phi$, ϕ – направление вектора волнового числа.

Члены \hat{I}_{sw} и \hat{I}_{pc} в (A.9) описывают эффект модуляции обрушений волн на коротких ветровых волнах и паразитных капиллярах.

Второй член в уравнении (A.9) описывает эффект влияния изменения скорости ветра на спектр волн. В частности, вариации скорости ветра могут возникать в результате трансформации атмосферного погранслоя над изменяющимся температурным фронтом в море. Также стоит отметить, что уравнение (A.9) описывает и модуляцию коротких волн более длинными поверхностными волнами, как например описывается в [41].

Уравнение (A.9) представляет собой интегральное уравнение Фредгольма второго рода. Такое уравнение решается численными методами, итерационно. Тем не менее, сначала рассмотрим некоторые граничные случаи (для стационарных течений, $\Omega = 0$), иллюстрирующие некоторые характеристические свойства полного решения.

В случае если параметр r велик, поверхностные изменения пространственного масштаба малы, по сравнению с релаксационным масштабом l_r . Это наиболее вероятно для длинных гравитационных волн. Для $r \gg 1$ (A.9) сокращается до:

$$T(k, K) = \frac{m_k^{ij} K_j \hat{u}_i}{c_{gj} K_j} \propto -\frac{7V}{2c_g}, \quad (\text{A.12})$$

где V – величина поверхностного течения. Это уравнение представляет трансформацию, когда поверхностные волны взаимодействуют с течением, как свободные волны и не чувствуют влияния ветра или других источников энергии. В таком случае, чем длиннее (и быстрее распространяются) поверхностные волны, тем меньше влияние поверхностного течения. Можно показать, что второй и третий член в уравнении (A.9) имеет порядок $r^{-1} \hat{u}_* / u_*$ и $r^{-1} V / c_g$, соответственно, и их можно опустить при $r \gg 1$.

Условие, когда $r \ll 1$, выполняется для коротких ветровых волн. Здесь влияние течения пренебрежимо мало (первый член в (A.9) можно опустить). Вариации спектра

возникают в результате локального влияния ветра и обрушений волн. Когда источником вариаций коротких волн является только ветер, (A.9) сокращается до:

$$T(k, K) \approx m_* \frac{\widehat{u}_*}{u_*}, \quad (\text{A.13})$$

где m_* – спектральный показатель ветра. Таким образом, вариации в волновом спектре отражают пространственную неоднородность напряжений приводного ветра. Если же ветер однороден, единственным источником модуляции коротких волн становятся обрушения бо́льших волн. Выдвигая предположение, что передаточная функция для обрушающихся волн имеет вид $T \approx m_k^{ij} \widehat{u}_{ij} \omega^{-1} \tau$, модуляционная передаточная функция коротких волн может быть записана как:

$$T(k) \approx m_k \frac{n_g + 1}{n_g} \ln \left[\frac{k}{a_b k_p} \right] \tau \omega^{-1} \widehat{u}_{ij}, \quad (\text{A.14})$$

где $a_b = 10$. Чтобы вывести это уравнение, учитывался лишь первый член оператора в уравнении (A.11), дающий вклад в интеграл по ϕ . В уравнении (A.14) есть две отличительные особенности. Во первых – только дивергенция поверхностного течения влияет на модуляцию коротких ветровых волн. А во вторых – модуляция сильнее при боковом ветре, поскольку τ имеет угловую зависимость (подробнее см. [1]). Последнее утверждение предполагает, что эффект поверхностного течения приводит к анизотропии коротких ветровых волн. Проведя модельные расчёты контрастов спектра брэгговских волновых чисел для разных направлений ветра (Рисунок 34), отчётливо видно, что для бокового ветра вариации контрастов значительно выше, а для направлений против и по ветру – они минимальны.

В (A.9) заведомо не был включён член, описывающий влияние поверхностных плёнок, которые могут значительно изменять коэффициент вязкой диссипации, и, таким образом, влияют на спектр волн (см., например, [44]). Этот механизм локализован в пространстве волновых чисел и в основном влияет на самые короткие ветровые волны, чья скорость релаксации очень велика. Поэтому можно предположить, что плёнки влияют на коротки волны локализовано в физическом пространстве и их вклад возможно учесть через изменённый коэффициент вязкости в фоновом спектре $N_0(k)$. Таким образом, вариации спектра насыщения волн в физическом пространстве принимают следующий вид:

$$B(k) = B_0(k) \left[1 + \int T(k, K) e^{i(K \cdot x - \Omega t)} dK \right], \quad (\text{A.15})$$

где эффект влияния ветра и течения включены в $T(k, K)$, а поверхностных плёнок – в $B_0(k)$.

А.2 Трансформация СКН и обрушений волн

Для создания полной модели, необходимо количественно оценить спектр волн, а также его трансформации в присутствии пространственно-неоднородных течений, переменного ветра и поверхностно-активных веществ (ПАВ), которые приводят к проявлению особенностей поверхностных течений на радиолокационных (РЛ) изображениях. Используя спектральную передаточную функцию (A.9), получим вариации компонентов СКН Δs_j^2 в неоднородной среде [1]:

$$\begin{aligned} s_j^2 &= s_{j0}^2 (1 + \Delta s_j^2 / s_{j0}^2), \\ \Delta s_j^2 &= \int T_j^s(K) e^{i(K \cdot x - \Omega t)} dK, \\ T_j^s(K) &= \iint_{k < k_d} T(k, K) \kappa_j^2 B(k) d\phi d(\ln k), \end{aligned} \quad (\text{A.16})$$

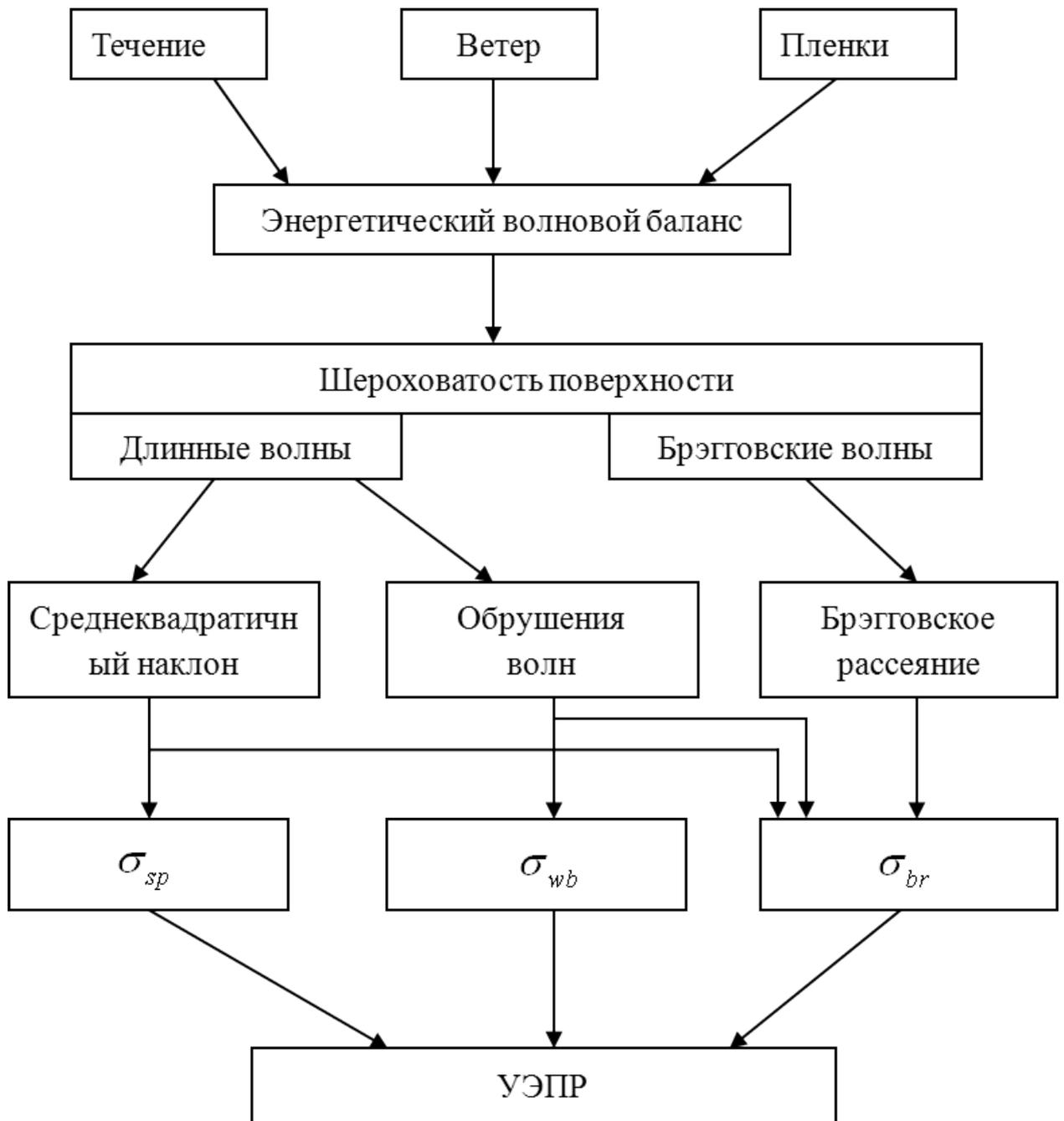
где нижний индекс “0” означает, что СКН относится к фоновому спектру $B_0(k)$ в (A.15), $\kappa_j^2 = k_j/k$ – единичный вектор волнового числа, а индекс $j = 1, 2$.

Область моря, покрытая обрушениями рассчитывается исходя из:

$$\begin{aligned} q &= q_0 (1 + \Delta q / q_0), \\ \Delta q &= \int T^q(K) e^{i(K \cdot x - \Omega t)} dK, \\ T^q(K) &= (n_g + 1) \iint_{k < k_d} T(k, K) \beta B(k) d\phi d(\ln k), \end{aligned} \quad (\text{A.17})$$

где верхний предел интегрирования относится к РЛ волновому числу как $k_{wb}^R = \min(k_{wb}, 0.1k_r)$.

На Рисунке A.3 представлена модель, отражающая механизмы, влияющие на обратное рассеяние радиолокационного сигнала, и формирование радиолокационных изображений.



Структура механизмов модели, дающих вклад в образование радиолокационного изображения

Рис. А.3 – Схема формирования РЛ-изображения