

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
"РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ"

На правах рукописи

ЗАБОЛОТСКИХ Елизавета Валериановна

РАЗВИТИЕ СПУТНИКОВЫХ ПАССИВНЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ
МЕТОДОВ ЗОНДИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ «ОКЕАН-АТМОСФЕРА» И ИХ
ПРИМЕНЕНИЕ В ЗАДАЧАХ ИЗУЧЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ
ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Специальность 25.00.28 – океанология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Санкт-Петербург - 2016

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1 Современные методы восстановления параметров океана и атмосферы по данным спутниковой микроволновой радиометрии	28
1.1 Восстановление влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков	28
1.2 Восстановление интенсивности дождя.....	40
1.3 Восстановление скорости приводного ветра	43
Глава 2 Разработка нейронно-сетевых методов восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным радиометра AMSR2, применимых в условиях без осадков	50
2.1 Численный эксперимент по замкнутой схеме	50
2.2 Решение прямой задачи. Расчет микроволнового излучения системы океан-атмосфера.....	51
2.2.1 Уравнение переноса микроволнового излучения.....	51
2.2.2 Поглощение микроволнового излучения в атмосферных газах и облаках	54
2.2.3 Микроволновое излучение океана	56
2.2.4 Данные для расчета массивов радиоярких температур	59
2.3 Решение обратной задачи с применением нейронных сетей.....	61
2.3.1 Применение нейронных сетей при решении задач восстановления геофизических параметров по данным спутникового дистанционного зондирования Земли.....	61
2.3.2 Нейронные сети типа Многослойный Персептрон	63
2.3.3 Оптимальная конфигурация нейронных сетей.....	67
2.4 Валидация методов	70
2.4.1 Валидация алгоритма восстановления влагозапаса атмосферы	70
2.4.2 Валидация алгоритма восстановления водозапаса облаков.....	75
2.5 Метод фильтрации осадков по данным радиометра AMSR2 на основании оценки интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц	77

2.5.1 Алгоритм оценки интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц	77
2.5.2 Применение метода при изучении экстремальных погодных явлений, связанных с развитием штормовых ветров	80
Глава 3 Калибровка радиоярких температур спутниковых микроволновых радиометров.....	83
3.1 Проблемы калибровки сканирующих многоканальных радиометров	83
3.2 «Холодная» калибровка, основанная на моделировании уходящего излучения системы «океан-атмосфера».....	85
3.3 Данные для проведения «холодной» калибровки	89
3.4 Калибровочные поправки для спутниковых радиометров SSM/I, AMSR-E и AMSR2	92
Глава 4 Разработка метода восстановления интенсивности дождя по данным AMSR2	97
4.1 Решение уравнения переноса атмосферы в условиях дождя	97
4.2 Решение обратной задачи с применением нейронных сетей	102
4.3 Валидация метода с использованием независимого спутникового продукта по интенсивности дождя.....	104
Глава 5 Разработка метода восстановления скорости приводного ветра в тропических циклонах по данным AMSR2.....	113
5.1 Настройка нейронно-сетевых алгоритмов восстановления скорости приводного ветра, применимых в условиях без осадков.....	114
5.2 Валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра при отсутствии осадков для диапазона умеренных (< 15 м/с) ветров с использованием измерений морских буев.....	116
5.3 Валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра, при отсутствии осадков с использованием измерений нефтяных платформ для сильных (> 15 м/с) ветров.....	119

5.4	Сравнение результатов применения алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным AMSR2 со спутниковым продуктом по ветру на основании измерений Metop-A ASCAT	123
5.5	Метод восстановления скорости приводного ветра в условиях тропических циклонов	127
5.6	Анализ полей ветра для базы данных по тропическим циклонам.	139
5.7	Валидация метода на основе сопоставления результатов восстановления с самолетными измерениями ветра радиометром SFMR....	145
5.8	Валидация метода на основе сопоставления результатов восстановления с измерениями ветра спутниковым радиометром SMOS ...	151
5.9	Фильтрация зон радиочастотных помех на частотах 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц	154
	Глава 6 Разработка геофизической модельной функции микроволнового излучения океана для ураганных ветров в С-диапазоне....	160
6.1	Понятие геофизической модельной функции (ГМФ) и основные подходы, использующиеся для определения	160
6.2	Описание подхода.....	165
6.3	ГМФ микроволнового излучения океана для ураганных ветров на частоте 6.9 ГГц	169
	Глава 7 Идентификация полярных циклонов на основе использования данных спутниковой микроволновой радиометрии	172
7.1	Методы идентификации полярных циклонов (ПЦ)	172
7.2	Использование полей влагозапаса атмосферы, восстановленных по данным спутниковых микроволновых радиометров для идентификации ПЦ....	179
7.4	ПЦ в российских морях восточного сектора Арктики.....	190
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	207
	Список литературы.	213

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. С развитием спутниковых систем, позволяющих получать и накапливать глобальные данные измерений, одной из центральных проблем дистанционного зондирования стала интерпретация спутниковых данных, перевод измерений в геофизические параметры. Физической основой спутникового пассивного микроволнового зондирования является измерение микроволновыми радиометрами собственного излучения объектов в микроволновом диапазоне электромагнитного спектра. Данные измерения используются как для наблюдения за поверхностью Земли, так и для зондирования атмосферы. Спутниковые микроволновые радиометрические измерения характеризуются возможностью получения регулярной оперативной информации об атмосфере и подстилающей поверхности в глобальном масштабе и, дополняя комплекс традиционных гидрометеорологических наблюдений, вносят существенный вклад в улучшение анализа погодообразующих процессов и климата. Особенную значимость приобретают эти измерения над обширными районами океанов, где традиционные измерения либо недостаточны, либо вообще отсутствуют.

Интенсивность собственного излучения и другие его характеристики зависят как от термодинамической температуры излучающих сред, так и от их строения, состава и других физических параметров [Богородский и др., 1977]. Это обстоятельство позволяет развивать методы спутниковой микроволновой радиометрии для оценки геофизических параметров. Для диапазона, в котором измеряется радиотепловое излучение системы атмосфера-подстилающая поверхность (1-100 ГГц), характерен целый ряд преимуществ по сравнению с другими спектральными областями электромагнитного спектра.

Прозрачность атмосферы в длинноволновой части микроволнового спектра ($\lambda > 1.5$ см) позволяет независимо от погодных условий получать информацию о таком важнейшем параметре океана, как скорость приводного ветра [Марцинкевич и Мелентьев, 1972; 1975]. Информация о приводном ветре имеет первостепенное значение при изучении взаимодействия океана и атмосферы, циркуляции океанических вод и их влияния на погоду и климат Земли. Данные о скоростях и направлении ветра необходимы для уточнения прогнозов погоды, выявления зарождающихся ураганов, циклонов различного масштаба, прослеживания путей их следования, расчёта интенсивности штормов на море. Оперативные измерения приводного ветра высокого пространственного и временного разрешения необходимы для обеспечения транспортных и промысловых операций, строительства и эксплуатации нефтяных платформ, и уменьшения рисков, связанных с экстремальными явлениями погоды, при которых развиваются штормовые и ураганные ветры (полярные и внетропические циклоны, тропические ураганы и тайфуны, штормовые нагоны)

Наличие в микроволновой спектральной области резонансных линий поглощения водяного пара позволяет определять влагозапас атмосферы [Митник, 1977]. Кроме того, в данном диапазоне существенно поглощает излучение жидкокапельная фракция воды в атмосфере, что делает возможным восстановление водозапаса облаков и интенсивности жидких осадков. Процессы перехода водяного пара в жидкое и твердое состояние и обратно, постоянно происходящие в природе, имеют огромное значение для формирования погоды и климата Земли. Количественная информация о влагозапасе атмосферы и водозапасе облаков необходима для прогноза осадков [Rocken et al., 1997] и входит, наряду с интенсивностью осадков, в качестве важнейших параметров в климатические модели [Andersson et al., 2007]. Карты влагозапаса с высоким временным разрешением позволяют судить о положении атмосферных фронтов и движении воздушных масс [Алексеева и др., 1982]. Наконец, водяной пар является одним из важнейших

парниковых газов в атмосфере Земли, поэтому точная количественная оценка его пространственно-временной изменчивости представляет исключительную важность при изучении изменений климата и климатологических циклов [Trenberth et al., 2015].

Особую ценность данные радиометров представляют в экстремальных условиях погоды. Экстремальные погодные явления (тропические, внетропические и полярные циклоны) сопровождаются штормовыми ветрами, высокими волнами, ливневыми осадками. В таких условиях большинство измерений других приборов либо целиком теряют информативность, либо интерпретация измерений сопровождается существенными ошибками. При этом данные измерений спутниковых микроволновых радиометров не теряют информативности [Матвеев, 1978, Митник, 1978]. Их громадным преимуществом является многоканальность, позволяющая моделировать и разделять вклады в сигнал разных параметров атмосферы и океана. Успех в подобном моделировании зависит от адекватности используемых моделей излучения океана и излучения и поглощения атмосферы.

Существующие готовые спутниковые продукты по влагозапасу атмосферы, водозапасу облаков и скорости приводного ветра именно в экстремальных погодных явлениях закрыты обширными масками, т.е. не предоставляют количественной информации о параметрах океана и атмосферы. Маскирование производится на основе использования необоснованно используемых фильтров диагностики осадков, что приводит к отсутствию информации о параметрах атмосферы и океана там, где нет физически обоснованных причин ее не восстановить по данным радиометрических измерений и именно там, где такая информация имеет первостепенное значение для снижения рисков, связанных с развитием штормовых и ураганных ветров. Поэтому тема исследования, связанная с разработкой новых методов оценки параметров океана и атмосферы,

применимых в экстремальных погодных условиях, представляется актуальной и имеющей высокую практическую значимость.

Степень разработанности темы. Запуск спутников с радиометрической аппаратурой на борту (Космос-243 в нашей стране и Nimbus - 5 за рубежом) послужил началом спутниковых пассивных микроволновых наблюдений земной атмосферы и океанов и быстрого прогресса в области разработки алгоритмов восстановления геофизических параметров по данным таких наблюдений [Шифрин и др., 1968; Кондратьев и др., 1975; Митник, 1980]. С запуском спутникового радиометра Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) в 1987 году начался настоящий переворот в развитии спутниковых пассивных микроволновых методов, поскольку SSM/I является первым хорошо калиброванным радиометрическим прибором [Wentz, 2013]. Он положил начало построению долговременных климатических рядов данных по влагозапасу атмосферы, водозапасу облаков и скорости приводного ветра над свободной ото льда морской поверхностью, анализ которых помогает делать выводы относительно возможных изменений климата Земли в целом и Арктики в частности. В крупнейшем на сегодняшний день мировом центре обработки спутниковых данных Remote Sensing Systems (RSS – <http://remss.com>) при помощи современных методик обрабатывают и выкладывают в свободном доступе данные таких радиометров, как SSM/I, SSM Imager and Sounder (SSMIS), Advanced Microwave Sounding Radiometer –Earth Observing System (AMSR-E), AMSR2, Tropical Rain Measurement Mission Microwave Instrument (TMI), WindSat и Global Precipitation Mission (GPM) Microwave Instrument. Результатом обработки являются глобальные поля геофизических параметров, усредненные за день, 3 дня, неделю и месяц.

Методы изучения окружающей среды, основанные на использовании данных измерений спутниковых микроволновых радиометров, развиваются уже более полувека [Арманд и др., 1977; Alishouse et al., 1990b; Frate and Schiavon, 1998; Wang et al., 2009; Kazumori, 2012; Krasnopolsky, 2013; Wentz,

2013]. Первые алгоритмы, положившие начало созданию длинных климатических рядов геофизических параметров, основанных на использовании данных измерений спутниковых микроволновых радиометров, были созданы для SSM/I [Wentz, 1997]. Дальнейшее развитие алгоритмы получили после запуска радиометров серии Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) на борту спутника ADEOS-II и радиометра AMSR-E на борту спутника Aqua в 2002 году [Kawanishi *et al.*, 2003]. В мае 2012 года серию AMSR продолжил новый японский радиометр AMSR2 на борту спутника GCOM-W1 с самой большой в мире вращающейся антенной диаметром 2 м [Imaoka *et al.*, 2012]. Данный радиометр измеряет микроволновое излучение на частотах 6.9, 7.3, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5 и 89 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Калиброванные радиояркостные температуры AMSR2 свободно распространяются службой поддержки пользователей GCOM-W1 Data Providing Service, начиная с августа 2012 года. Новый радиометр характеризуется не только более высоким пространственным разрешением и улучшенной системой внутренней калибровки, но и наличием двух дополнительных каналов в C-диапазоне, работающих на частоте 7.3 ГГц вертикальной и горизонтальной поляризации [Imaoka *et al.*, 2010].

Непосредственное отношение к развитию методов оценки геофизических параметров имеют вопросы разработки и надлежащей калибровки измерений. В зарубежных спутниковых радиометрических системах вопросам калибровки в настоящее время уделяется первостепенное значение, как на этапе до запуска прибора, так и на протяжении всего периода его работы [Митник и Митник, 2016]. Помимо внутренней и внешней инструментальной калибровки, при разработке методов восстановления геофизических параметров, для обеспечения согласованности в интерпретации спутниковых измерений, часто применяется подход, основанный на так называемой модельной калибровке, когда измерения сопоставляются с расчетными значениями сигнала для

известных параметров океана и атмосферы, и на основании этого сопоставления вычисляются значения калибровочных поправок к измерениям [Wentz and Meissner, 2000; Gentemann et al., 2010].

Калибровка данных радиометров серии AMSR на сегодняшний момент осуществляется при помощи сопоставления расчетных значений радиояркостных температур с данными измерений. Это приводит к тому, что центры данных измерений, использующие разные калибровки (разные модели расчета радиояркостных температур), становятся источником разных данных. Например, американский центр по снегу и льду National Snow and Ice Data Center (NSIDC – <http://nsidc.org>) использует данные радиояркостных температур калибровки RSS, а японская служба поддержки пользователей AMSR пользуется своей, отличной от американской, калибровкой. В результате, одни и те же измерения представлены в разных калибровках, что затрудняет разработку, применение и сравнение эффективности алгоритмов.

Расширение возможностей использования спутниковых данных для оценки параметров атмосферы и подстилающей поверхности напрямую связано с развитием методов обработки информации, с разработкой эффективных алгоритмов, обеспечивающих точности восстановления геофизических параметров, удовлетворяющие требованиям, предъявляемым к допустимым уровням погрешностей определения параметров. Так, для задач оперативной океанологии и метеорологии, точности определения скорости приводного ветра должны быть не хуже 2 м/с, водозапаса облаков - 20%, влагозапаса атмосферы 5-15%. Обзор существующих методов оценки геофизических параметров позволяет сделать вывод, что требуемые точности оценок в настоящее время удовлетворяются лишь при благоприятных погодных условиях – отсутствии осадков и облачности с водозапасом, большим 0.5 кг/м^2 , и при скорости ветра, не превышающей 15 м/с. С ухудшением погодных условий ошибки определения параметров при помощи традиционных методов возрастают в несколько раз. При водозапасе облаков, большем 0.5 кг/м^2 точности оценок перестают удовлетворять

предъявляемым требованиям [Wentz and Meissner, 2000; Shibata et al., 2003; Shibata, 2006]. Восстановление полей ветра при экстремальных ветрах представляет особую проблему, так как для штормовых условий собрано недостаточно экспериментального материала, позволяющего строить достоверные геофизические модельные функции [Bourassa et al., 2010; Hanafin et al., 2012].

В связи с этим, несмотря на большое количество существующих методов, остается актуальной проблема создания “всепогодных” алгоритмов оценок параметров, эффективных при расширенном диапазоне погодных условий, включающем облачность с водозапасом, превышающим 0.5 кг/м^2 и сильные ветры со скоростью больше 15 м/с . Именно такие алгоритмы позволят проводить исследования экстремальных погодных явлений, связанных с развитием штормовых ветров, облачностью большого водозапаса и осадками, таких как полярные, внетропические и тропические циклоны. Наличие у радиометров серии AMSR каналов измерений в С- и Х-диапазоне – достаточно чувствительных к приводному ветру даже в условиях осадков, - открывает принципиальную возможность восстановления ветра в таких условиях, в которых картирование полей ветра невозможно с использованием других спутниковых измерений. Тем не менее, до сих пор не появилось работ, свидетельствующих об успешной реализации данной возможности [Meissner and Wentz, 2009; Zabolotskikh et al., 2015].

Цель исследования. Цель данного исследования – создать комплекс методов количественной оценки параметров системы океан – атмосфера по данным измерений спутникового микроволнового радиометра последнего поколения AMSR2, эффективных в расширенном диапазоне погодных условий, включающем экстремальные явления, такие как полярные, внетропические и тропические циклоны, характеризующиеся штормовыми ветрами, превышающими 15 м/с , и обеспечивающих возможность создания новых спутниковых продуктов.

Главная научная задача работы заключалась в том, чтобы на основании моделирования излучения системы океан – атмосфера обосновать диапазон физических условий, при которых спутниковые пассивные микроволновые измерения обладают чувствительностью к параметрам океана и атмосферы, создать методы восстановления геофизических параметров, применимые во всем обоснованном диапазоне состояний системы океан – атмосфера, провести модельную калибровку спутниковых измерений микроволновых радиометров, верифицировать созданные алгоритмы с помощью независимых измерений параметров и продемонстрировать эффективность их применения при изучении экстремальных погодных явлений.

Объектами исследования в данной работе являются а) параметры системы океан – атмосфера: *влагозапас атмосферы* (Q), представляющий собой интегральное содержание водяного пара в столбе атмосферы единичного сечения, *водозапас облаков* (W), представляющий собой интегральное содержание жидкокапельной влаги в облаках, *скорость приводного ветра* (V), интенсивность осадков (R), полное *атмосферное поглощение* на частоте 10.65 ГГц (τ), представляющее собой параметр, на основании которого маскируются области с осадками при восстановлении параметров интегрального влагосодержания атмосферы Q и W , и б) экстремальные явления - *полярные циклоны*, при изучении которых используются разработанные методы.

Предметом исследования являются *методы восстановления параметров океана и атмосферы* по данным спутниковых микроволновых радиометров, основанные на численном моделировании уходящего излучения системы океан – атмосфера и использовании нейронных сетей (НС), эффективные в расширенном диапазоне погодных условий, включающем экстремальные ветра и мощную облачность, а для скорости приводного ветра - и осадки.

Задачи исследования. Для достижения цели исследования в работе решались следующие основные задачи:

- моделирование радиояркостной температуры (T_y) излучения системы океан – атмосфера для характеристик (частот, режимов поляризации) спутниковых радиометров SSM/I, AMSR-E и AMSR2;
- проведение модельных расчетов T_y для базы данных параметров атмосферы и океана, представляющей весь диапазон изменчивости параметров, включая экстремальные погодные явления;
- проведение модельной калибровки спутниковых измерений SSM/I, AMSR-E и AMSR2: определение калибровочных поправок, ответственных суммарно за неточности геофизической модели и за ошибки внутренней радиометрической калибровки приборов;
- создание программно-математического обеспечения для реализации алгоритмов восстановления геофизических параметров, основанных на использовании нейронных сетей;
- разработка методов восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным измерений радиометра AMSR2, применимых над морскими поверхностями, свободными ото льда, в условиях без осадков, и их валидация, в том числе, в условиях штормовых ветров;
- разработка метода фильтрации осадков для серий радиометров AMSR, основанных на использовании восстановленного интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц;
- разработка нового метода восстановления интенсивности дождя над морскими поверхностями, свободными ото льда, по данным измерений AMSR2, основанного на использовании низкочастотных измерений на каналах C- и X- диапазона;
- разработка метода восстановления скорости приводного ветра по данным измерений AMSR2, применимого, в том числе, в условиях тропических циклонов, сопровождающихся развитием ураганных ветров и интенсивными осадками;
- разработка метода фильтрации радиочастотных помех в C- и X- диапазоне в районах океана;

- разработка усовершенствованной геофизической модельной функции микроволнового излучения океана в ураганах в С-диапазоне;
- применение разработанных методов для изучения экстремальных погодных явлений: тропических и полярных циклонов, картирование полей ветра по данным измерений AMSR2 для базы данных тропических циклонов за 2012 – 2015 гг.

Методология и методы исследования. Методологической основой решения поставленных задач является физическое моделирование излучения системы океан – атмосфера, в том числе для условий, сопровождающихся сильными (> 15 м/с) ветрами. Моделирование T_a микроволнового излучения для частот, превышающих X- диапазон, проводится без учета рассеяния, т.е. для условий, характеризующихся отсутствием осадков, в то время как T_a микроволнового излучения на частотах С- и X- диапазона рассчитывается с учетом ослабления излучения слоем осадков. Проведение численного эксперимента по замкнутой схеме, при котором последовательно решаются прямая и обратная задачи атмосферной оптики для микроволнового диапазона, позволяет создать методы восстановления геофизических параметров с использованием результатов модельных расчетов. Выполнение модельной калибровки спутниковых измерений SSM/I, AMSR-E и AMSR2 дает возможность определить калибровочные поправки, ответственные суммарно за неточности геофизической модели и погрешности внутренней радиометрической калибровки приборов. Данные калибровочные поправки позволяют применять алгоритмы, настроенные на результатах модельных расчетов, к данным реальных спутниковых измерений. При этом, тестирование методов проводится с использованием данных независимых измерений геофизических параметров. Все методы, разработанные в рамках данного исследования, основаны на использовании результатов численного моделирования уходящего излучения системы океан – атмосфера в условиях, включающих ураганные ветра, и нейронных сетей на основе многослойного персептрона для решения обратной задачи. Использование специальных

подходов, современных моделей взаимодействия микроволнового излучения со средой и корректирующих поправок к T_a позволило добиться высокой точности методов восстановления в условиях экстремальных погодных явлений, включающих штормовые (более 15 м/с) ветра, сплошную облачность и осадки, подтвержденной сравнением с данными контактных измерений. Подробное описание подходов, приближений, ограничений и данных для тестирования методов даны в соответствующих разделах. Для более корректного маскирования областей с осадками применительно к использованию методов восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков был разработан специальный алгоритм оценки интегрального поглощения атмосферы на частоте измерений радиометров AMSR-E и AMSR2 10.65 ГГц.

– Одна из основных трудностей при моделировании излучения океана связана с отсутствием адекватных моделей, параметризующих коэффициент излучения в зависимости от параметров океана в условиях экстремальных ветров и осадков. В данном исследовании была использована эмпирическая параметризация коэффициента излучения океана, предоставленная сотрудниками французского института Ifremer, основанная на обобщении результатов радиометрических измерений при ветрах, больших 15 м/с. Следующим шагом стало усовершенствование геофизической модельной функции микроволнового излучения океана в ураганах в С-диапазоне, представляющей собой уточнение зависимости излучения от скорости ветра при ветрах, превышающих 33 м/с. Данное усовершенствование оказалось возможным благодаря созданию базы данных для тропических циклонов и использованию ряда обоснованных допущений при решении уравнения переноса микроволнового излучения в системе океан – атмосфера в условиях ураганов.

– Поскольку ряд методов – метод восстановления скорости приводного ветра и метод восстановления интенсивности осадков – используют измерения на каналах С- и Х-диапазона, необходимым элементом

исследования стала разработка метода фильтрации радиочастотных помех над районами океана. Без такой фильтрации восстановленные значения параметров могут оказаться ошибочными из-за наличия искусственных источников микроволнового излучения. Метод фильтрации радиочастотных помех основан на определении пороговых значений для соотношений измерений на разных каналах радиометров для диапазона их естественной изменчивости.

– Наконец, разработанные методы были применены для изучения таких опасных экстремальных явлений, как полярные циклоны. В частности, был разработан метод идентификации полярных циклонов в полях влагозапаса атмосферы, позволяющий детектировать эти атмосферные явления в таких условиях, в которых традиционные инструменты оказываются бесполезными.

Научная новизна работы определяется тем, что в ней **впервые**

– разработан новый метод восстановления скорости приводного ветра по данным радиометра AMSR2, применимый в условиях тропических циклонов, сопровождающихся развитием ураганных ветров и интенсивными осадками. Для данного метода не существует мирового аналога или альтернативного спутникового продукта;

– разработаны новые методы восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным радиометра AMSR2, применимые над морскими поверхностями, свободными ото льда, в условиях без осадков, в том числе, при штормовых ветрах;

– разработан новый метод фильтрации осадков для серий радиометров AMSR, основанный на использовании восстановленного интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц;

– разработан новый метод восстановления интенсивности дождя по данным AMSR2, основанный на использовании низкочастотных измерений на каналах C- и X- диапазона;

- получены значения калибровочных поправок, позволяющих объединить неточности геофизической модели и погрешности внутренней радиометрической калибровки радиометров при переходе от модельных значений радиояркостных температур к измеренным спутниковыми радиометрами SSM/I, AMSR-E и AMSR2;

- разработан новый метод фильтрации радиочастотных помех в С- и Х-диапазоне в районах океана;

- новые методы восстановления влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков, скорости приводного ветра и интенсивности осадков верифицированы на основании использования данных независимых измерений данных параметров;

- разработана усовершенствованная геофизическая модельная функция микроволнового излучения океана в ураганах в С-диапазоне для скоростей ветра, превышающих 33 м/с;

- создана база данных тропических циклонов за 2012 – 2015 гг. с картированием скоростей приводного ветра;

- разработан новый метод идентификации полярных циклонов в полях влагозапаса атмосферы, восстановленных по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров.

- выявлены полярные циклоны в восточном секторе Арктике и получены предварительные выводы об условиях их формирования и распространенности.

Теоретическая и практическая значимость работы определяется получением новых методов восстановления параметров океана и атмосферы в экстремальных погодных условиях. Разработанные для японского спутникового микроволнового радиометра подходы к созданию методов, основанные на физическом моделировании и анализе данных спутниковых измерений, можно применять для других радиометров, в частности, для российского инструмента Модуль Температурно-Влажностного Зондирования Атмосферы МТВЗА на спутниках серии Метеор. Сами

методы, и поля параметров атмосферы и океана могут быть использованы как в РГГМУ, так и мировым научным сообществом, центрами обработки, хранения и распространения спутниковых данных, мировыми и региональными метеорологическими и гидрологическими службами и центрами прогнозов.

Совокупность полученных результатов можно квалифицировать как научное достижение, связанное с созданием нового инструмента изучения экстремальных погодных явлений, связанных с развитием штормовых и ураганных ветров. И если для параметров влагосодержания атмосферы в мировой науке существуют альтернативные методы, и можно говорить лишь о повышении точности и расширении диапазона применимости разработанных методов, то для скорости приводного ветра в тропических циклонах на сегодняшний день не создано никакой альтернативы. Поэтому данное исследование представляет собой существенный вклад в мировую науку, не говоря о практической ценности оперативной информации о полях ветра в ураганах, которая необходима при прогнозе их эволюции.

Созданные при разработке алгоритмов программное обеспечение и базы данных, позволяющие моделировать радиояркостные температуры уходящего излучения системы океан – атмосфера и решать обратные задачи с применением нейронно-сетевого подхода, могут быть использованы для решения самых разных задач спутниковой микроволновой радиометрии. Созданная база данных тропических циклонов (ТЦ) уникальна по информативности, поскольку включает не только результаты обработки данных измерений AMSR2, но и большое количество альтернативных спутниковых измерений скаттерометров, радиометров, радаров, спектральных радиометров, самолетных измерений скорости ветра. Данная база может быть использована для анализа и изучения ТЦ.

Новый метод идентификации полярных циклонов (ПЦ) в полях влагозапаса атмосферы, позволяющий детектировать ПЦ в любых условиях, может быть использован центрами предупреждения об экстремальных

погодных явлениях и службами обеспечения безопасности народно-хозяйственной деятельности в Арктике.

Диссертация выполнялась в рамках реализации плановых исследований по базовой теме государственного задания РГГМУ, в рамках проекта Мега-грант Правительства РФ (договор № 11.G34.31.0078), федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (RFMEFI58615X0017, соглашение № 14.586.21.0017) гранта РФН «Мониторинг и прогноз экстремальных явлений в Арктике» №16-17-00122, федеральной целевой программы «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации» (RFMEFI61014X0006, соглашение № 14.610.21.0006), грантов РФФИ. Результаты работ по теме диссертации вошли составной частью в отчеты по этим темам и грантам. Итоги исследований используются в учебном процессе в Российском государственном гидрометеорологическом университете в рамках курса «Спутниковая пассивная микроволновая радиометрия» по программе обучения «Спутниковая океанография».

Положения, выносимые на защиту:

1. Метод восстановления скорости приводного ветра по данным радиометра AMSR2, позволяющий восстанавливать поля скорости приводного ветра в условиях тропических циклонов, сопровождающихся интенсивными осадками и ураганными ветрами;
2. Методы восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным радиометра AMSR2, применимые над морскими поверхностями, свободными ото льда, в условиях без осадков, обладающие повышенной точностью при ветрах, превышающих 15 м/с;
3. Метод фильтрации осадков для серий радиометров AMSR, основанный на использовании восстановленного интегрального атмосферного

поглощения на частоте 10.65 ГГц, позволяющий существенно расширить область применения данных спутниковых микроволновых радиометров по сравнению с существующими методами;

4. Метод восстановления интенсивности дождя по данным AMSR2, основанный на использовании низкочастотных измерений на каналах С- и Х- диапазона, обладающий повышенной точностью в условиях интенсивностей дождя, превышающих 10 мм/ч по сравнению с альтернативными методами;
5. Метод фильтрации радиочастотных помех в С- и Х- диапазоне в районах океана, обеспечивающий возможность исключения из области применения алгоритмов зоны микроволнового излучения от искусственных источников;
6. Метод идентификации полярных циклонов в полях влагозапаса атмосферы, восстановленных по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров, позволяющий, в отличие от традиционно используемых измерений, детектировать ПЦ в условиях наличия верхнего яруса облаков.

Достоверность разработанных в работе методов подтверждается их комплексной верификацией, т.е. сравнением результатов применения методов к данным спутниковых измерений с данными независимых контактных измерений параметров океана и атмосферы и альтернативными спутниковыми продуктами для различных состояний системы океан – атмосфера, включая экстремальные. Метод восстановления скорости ветра в тропических циклонах, протестирован с использованием самых точных на сегодняшний день данных о скорости ветра, полученных на основе самолетных измерений в ураганах.

Апробация работы. Весь комплекс созданных методов внедрен в геоинформационную систему, разработанную в Лаборатории Спутниковой

Океанографии (ЛСО) РГГМУ, осуществляющую оперативную обработку данных измерений AMSR2. Таким образом, усилиями сотрудников лаборатории методы доведены до создания готовых спутниковых продуктов, визуализация которых для региона Арктики представлена на Арктическом портале ЛСО. На основании применения метода идентификации полярных циклонов в полях влагозапаса атмосферы сотрудница лаборатории Юлия Смирнова создала новую климатологию ПЦ в морях Северо-Европейского бассейна, выявившую существенно большее количество этих опасных явлений, чем считалось ранее. В ЛСО восстановленные поля геофизических параметров с успехом применяются в работах, связанных с улучшением качества прогноза эволюции полярных циклонов. Построенные по данным измерений AMSR2 поля ветра, влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков и интенсивности осадков для базы тропических циклонов 2012-2015 гг используются в исследованиях сотрудниками института Ifremer. Большая часть методов оформлена в виде патентов РГГМУ на изобретение.

Основные результаты и выводы, полученные в диссертации, опубликованы в ведущих рецензируемых российских и зарубежных журналах, представлялись на международных и российских конференциях, симпозиумах и семинарах:

1. Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса» (Москва, Россия, 2004, 2005, 2007, 2008-2010, 2012-2015)
2. Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (2010, 2014, 2016)
3. GCOM PI Workshops (Токио, Япония, 2010, 2012, 2014);
4. International Geoscience and Remote Sensing Symposiums (2008, 2009, 2011, 2014-2016)
5. The International Conference on Remote Sensing, Environment and Transportation Engineering (RSETE 2012) Conference (Нанжинг, Китай, 2012)

6. The Arctic Frontiers conference «Geopolitics and Marine Production in a Changing Arctic» (Тромсе, Норвегия, 2013)
7. Joint EUMETSAT/AMS Satellite Meteorology, Oceanography, and Climatology Conference (Вена, Австрия, 2013)
8. European Polar Low Working Group Polar Low Workshops (2012, 2016)
9. European Geosciences Union General Assemblies (2010, 2012, 2014, 2015)
- 10.Международный научный семинар «Remote sensing of dangerous events in the ocean-atmosphere system» (Санкт-Петербург, Россия, 2015).
- 11.Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД) (Санкт-Петербург, Россия, 2010, 2012, 2015)
- 12.Всероссийская научная конференция «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» (Санкт-Петербург, Россия 2012, 2014)
- 13.Western Pacific (WESTPAC) 9th International Scientific Symposium "A Healthy Ocean for Prosperity in the Western Pacific: Scientific Challenges and Possible Solutions" (Вьетнам, 2014)

Личный вклад автора заключается в разработке всех методов, в постановке цели и задач исследования, их реализации, аналитическом обобщении полученных результатов. Автор лично разрабатывал все программно-математическое обеспечение для решения всех задач исследования, обрабатывал данные спутниковых и контактных измерений, и проводил все исследования, результаты которых представлены в диссертации.

Соискателем написаны лично все статьи, в которых он является первым автором, и часть статей, опубликованных в соавторстве.

Список публикаций автора:

1. Zabolotskikh, E. V., N. Reul, and B. Chapron (2016), Geophysical Model Function for the AMSR2 C-Band Wind Excess Emissivity at High Winds.

- IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 13, issue 1, pp. 78-81, doi:10.1109/LGRS.2015.2497463
2. Заболотских, Е. В., Б. Шапрон (2016) Восстановление интегральной влажности атмосферы над океанами по данным спутникового микроволнового радиометра AMSR2, *Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана* (принята в печать)
 3. Заболотских, Е. В., Б. Шапрон (2016), Нейронно-сетевой метод оценки интенсивности дождя над океанами по данным измерений спутникового радиометра AMSR2, *Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана*, №1., с. 82-88
 4. Zabolotskikh, E., I. Gurvich and B. Chapron (2016) Polar lows over the Eastern part of the Eurasian Arctic: the sea-ice retreat consequence. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, doi: 10.1109/LGRS.2016.2593487
 5. Заболотских, Е. В. (2016) Современные методы определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы - влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, *Физика Атмосферы и Океана* (принята в печать)
 6. Reul, N., B. Chapron, E. Zabolotskikh, C. Donlon, Y. Quilfen, S. Guimbard, and J.-F. Piolle (2016), A revised L-band radio-brightness sensitivity to extreme winds under Tropical Cyclones: the five year SMOS-storm database, *Remote Sens. Environ.*, 180, 274–291.
 7. Zabolotskikh, E., L. Mitnik, N. Reul, and B. Chapron (2015), New Possibilities for Geophysical Parameter Retrievals Opened by GCOM-W1 AMSR2, *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, doi:10.1109/JSTARS.2015.2416514.
 8. Zabolotskikh, E. V., L. M. Mitnik, and B. Chapron (2015), Radio-Frequency Interference Identification Over Oceans for C-and X-Band AMSR2 Channels, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 12(8), 1705–1709, doi: 10.1109/LGRS.2015.2420120.

9. Zabolotskikh, E. V., and B. Chapron (2015), Validation of the New Algorithm for Rain Rate Retrieval from AMSR2 Data Using TMI Rain Rate Product, *Advances in Meteorology*, doi:10.1155/2015/492603
10. Smirnova, J. E., P. A. Golubkin, L. P. Bobylev, E. V. Zabolotskikh, and B. Chapron (2015), Polar low climatology over the Nordic and Barents seas based on satellite passive microwave data, *Geophys. Res. Lett.*, 2015GL063865, doi:10.1002/2015GL063865.
11. Чечин Д.Г., Е.В. Заболотских, И.А. Репина, Б. Шапрон. (2015) Влияние бароклинности в атмосферном пограничном слое и экмановского трения на приземную скорость ветра во время холодных вторжений в Арктике. *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*, № 2, с. 146-157
12. Заболотских Е. В., Гурвич И.А., Шапрон Б. (2015) Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледяного покрова. *Исследование Земли из космоса*. № 2, с. 64 - 77
13. Смирнова Ю.Е., Заболотских Е.В., Бобылев Л.П., Шапрон Б. (2016) Статистические характеристики полярных циклонов в морях северо-европейского бассейна по данным спутниковых микроволновых радиометров. *Исследование Земли из космоса*, № 3, с.27-36
14. Анискина О.Г., Заболотских Е. В., Шапрон Б. (2016) Моделирование эволюции полярных циклонов с использованием данных спутниковой микроволновой радиометрии. *Исследование Земли из космоса*, № 3, с. 13-26.
15. Zabolotskikh, E., L. Mitnik, and B. Chapron (2014), An Updated Geophysical Model for AMSR-E and SSMIS Brightness Temperature Simulations over Oceans, *Remote Sens.*, 6(3), 2317–2342.
16. Zabolotskikh, E., L. Mitnik, and B. Chapron (2014), GCOM-W1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind speeds for the extratropical cyclones over the

- North Atlantic, *Remote Sens. Environ.*, 147, 89–98, doi:10.1016/j.rse.2014.02.016.
17. Zabolotskikh, E. V., L. M. Mitnik, and B. Chapron (2013), New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 40(13), 3347–3350, doi:10.1002/grl.50664.
 18. Zabolotskikh E.V., L.M. Mitnik, L.P. Bobylev, B. Chapron (2012). Satellite passive and active microwave methods for Arctic cyclone studies. Chapter in the book “Typhoon Impacts and Crisis Management”, (editors Danling Tang and Guangjun Sui), Springer Press, 581p.
 19. Заболотских Е.В., Митник Л.М., Шапрон Б., Анискина О.Г., Дикинис А.В., Смирнова Ю.Е. (2013а) Валидация модели переноса излучения на частотах микроволновых радиометров SSMIS и AMSR-E и её применение при анализе морских погодных систем с использованием усовершенствованных алгоритмов, *Ученые записки РГГМУ*, № 29, с.146 – 160.
 20. Заболотских Е.В., Митник Л.М., Шапрон Б., Анискина О.Г., Смирнова Ю.Е., Дикинис А.В. (2013б) Улучшенные модели поглощения атмосферы и излучения океана в диапазоне 5-100 ГГц для расчёта яркостных температур системы океан-атмосфера, *Ученые записки РГГМУ*, № 29, с.169 – 182
 21. Bobylev, L. P., E. V. Zabolotskikh, L. M. Mitnik, and M. L. Mitnik (2011), Arctic Polar Low Detection and Monitoring Using Atmospheric Water Vapor Retrievals from Satellite Passive Microwave Data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49(9), 3302–3310.
 22. Е. В. Заболотских, Л. П. Бобылев, А. В. Дикинис. (2011) Использование данных реанализа и спутниковых измерений для оценки количественных характеристик штормовых мезоциклонов. *Ученые записки РГГМУ* №22, с. 157-170
 23. Bobylev, L. P., E. V. Zabolotskikh, L. M. Mitnik, and M. L. Mitnik (2010), Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic

- Ocean using satellite passive microwave sensing, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 48(1), 283–294.
24. А.В. Дикинис, Е.В. Заболотских, С.В. Мостаманди, Л.О. Неелова.(2010) Оценка количественных характеристик штормовых циклонов. *Ученые записки РГГМУ* №16, с. 51-58
 25. Е.В. Заболотских, Л.П. Бобылев, А.В. Дикинис, Л.О. Неелова, Ю.Е. Смирнова. (2010) Особенности формирования и классификация штормовых мезомасштабных вихрей. *Ученые записки РГГМУ*, №16, с. 59-76
 26. Е.В. Заболотских, Л.М. Митник, Л.П. Бобылев. (2010) Сравнительная оценка существующих и перспективных методов исследования в области мониторинга и прогнозирования мезомасштабных циклонических вихрей, включая полярные циклоны. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*.
 27. Заболотских Е.В., Ю.М. Тимофеев, А.Б. Успенский, Л.М. Митник, Л.П. Бобылев, О.М. Йоханнессен, И.В. Черный (2002) О точности микроволновых спутниковых измерений скорости приводного ветра, влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. № 5, т. 38, стр. 592 – 596
 28. Заболотских Е.В., Л.М. Митник, Л.П. Бобылев, О.М. Йоханнессен (2000). Нейронно-сетевые алгоритмы восстановления скорости приводного ветра по данным SSM/I их валидация. *Исследование Земли из космоса*, №2, с.62-71

Благодарности. Автор искренне признательна профессору, д. ф.-м. н. Митнику Л.М. за его консультации в ходе многолетних исследований. Автор благодарит французского ученого профессора В. Charpon за научные идеи, советы и рекомендации при подготовке и проведении данной работы. Автор глубоко благодарен всему коллективу Лаборатории спутниковой океанографии РГГМУ, в первую очередь, - ее директору Кудрявцеву В.Н. за

постоянную всестороннюю поддержку и помощь в проведении исследований. Автор также благодарен всем коллегам, с которыми проводились совместные исследования – И.А. Гурвич, Л.П. Бобылеву, О.Г. Анискиной, N. Reul.

ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ

1.1 Восстановление влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков

Влагозапас атмосферы Q представляет собой интегральное содержание водяного пара в столбе атмосферы единичного сечения и относится к интегральным параметрам влагосодержания атмосферы, включающим влагозапас атмосферы, водозапас облаков и интенсивность дождя. Водозапас облаков представляет собой интегральное содержание жидкокапельной влаги в облаках.

Процессы перехода водяного пара в жидкое и твердое состояние и обратно, постоянно происходящие в природе, имеют огромное значение для формирования погоды и климата Земли. Они определяют образование тумана, облаков и осадков. Испарение, перенос водяного пара, а затем его конденсация и сублимация являются одними из важнейших процессов переноса энергии в атмосфере [Mieruch et al., 2008]. Количественная информация о влагозапасе атмосферы и водозапасе облаков необходима для прогноза осадков [Rocken et al., 1997] и входит в качестве важнейших параметров в климатические модели [Andersson et al., 2007]. Влагозапас атмосферы крайне изменчив как в пространстве, так и во времени. Карты влагозапаса с высоким временным разрешением позволяют судить о положении атмосферных фронтов и движении воздушных масс. Наконец, водяной пар является одним из важнейших парниковых газов в атмосфере Земли, поэтому точная количественная оценка его пространственно-временной изменчивости представляет исключительную важность при изучении изменений климата и климатологических циклов [Trenberth et al., 2015].

Оценка влагозапаса атмосферы возможна при помощи как наземных, так и спутниковых измерений. Наземные измерения Q производятся при помощи данных радиозондирования о профиле влажности в атмосфере и на сегодняшний день являются эталоном при оценке точности измерений другими методами, хотя измерения влажности радиозондами обладают погрешностями, а интегрирование по высоте и ограниченная высота радиозондирования приводят к дополнительным ошибкам в оценке Q [Miloshevich et al., 2009]. Высокое разрешение измерений радиозондов по вертикали позволяет проводить точные измерения влажности, за исключением условий верхней тропосферы и нижней стратосферы. В то же время, высокая стоимость данных радиозондирования ограничивает их применение, главным образом, для верификации других методов.

Широкое распространение получил спутниковый метод оценки влагозапаса атмосферы с использованием данных наземной регистрации радиосигналов космических аппаратов глобальной навигационной спутниковой системы ГЛОНАСС/ Global Positioning System (GPS). Интегральное содержание водяного пара определяется путем измерения пространственных задержек радиосигналов в атмосфере в результате уменьшения фазовой скорости радиоволн за счет эффекта поляризации молекул водяного пара [Bevis et al., 1992]. Оценки влагозапаса при помощи данных радиозондирования и измерений GPS возможны в любой точке Земного шара, где организованы соответствующие измерения [Shangguan et al., 2015]. Многие страны на разных континентах создают региональные сети GPS специально для получения количественных оценок влагозапаса атмосферы [Gendt et al., 2004; Shoji, 2009]. В ряде исследований по изучению корреляции между влагозапасом и осадками значения влагозапаса, полученные по данным GPS, предлагается использовать для краткосрочного прогноза интенсивных осадков [Seco et al., 2012; Benevides et al., 2015].

Громадным преимуществом GPS – измерений Q является высокое временное разрешение и возможность восстанавливать с высокой точностью

значения Q над сушей. В отличие от измерений радиозондов, ошибки которых зависят от типа инструмента, измерения Q при помощи GPS инструментально независимы и могут даже использоваться для их коррекции [Raja et al., 2008]. В то же время, пространственное картирование полей влагозапаса возможно лишь с использованием данных спутникового дистанционного зондирования. Кроме того, спутниковые измерения являются единственным источником данных о влагозапасе над обширными районами океанов.

Методы оценки влагозапаса атмосферы по данным спутниковых измерений в зависимости от используемых длин волн и физики измерений можно разделить на 3 группы [Ren et al., 2015]. К первой относятся методы, основанные на использовании видимого [Wagner et al., 2013; Wang et al., 2014] и ближнего инфракрасного (ИК) диапазона электромагнитного спектра [Gao and Kaufman, 2003; Barducci et al., 2004; Albert et al., 2005]. Эти методы позволяют оценивать влагозапас на основании измерений поглощения солнечного излучения, отраженного в дневное время поверхностью Земли в безоблачных условиях или облаками. Восстановление влагозапаса при помощи данных методов возможно при использовании измерений таких инструментов, как, например, GOME-2 и MODIS, MERIS, VIRS (ближний ИК диапазон). Использование данных методов требует измерений вблизи линий поглощения водяного пара (например, 0.94 мкм (MODIS) и 0.90 мкм (MERIS) в ближнем ИК диапазоне, 442 нм и 470 нм (OMI) в видимом диапазоне). Применение данных методов для интерпретации измерений над облаками позволяет оценивать интегральное содержание водяного пара в верхних слоях атмосферы.

Синяя область видимого диапазона обладает рядом преимуществ перед красным и ближним ИК диапазоном [Wagner et al., 2013]. Альbedo поверхности Земли в этой области более однородное, поэтому восстановленные значения влагозапаса более согласованные, особенно на границе вода-суша. Кроме того, над морскими поверхностями значения

альбедо выше, что увеличивает чувствительность измерений к наличию водяного пара по сравнению с методами, использующим более длинноволновые измерения (так, восстановление влагозапаса практически невозможно по данным измерений в ближнем ИК диапазоне над морскими поверхностями). Наконец, линии поглощения водяного пара в синей области слабее, чем в более длинноволновой, что снижает эффект насыщения сигнала при большом количестве водяного пара в атмосфере.

Другая группа спутниковых методов, также работающая в безоблачных условиях, основана на измерениях собственного излучения Земли в ИК – диапазоне электромагнитного спектра [Li *et al.*, 2003b; Schroedter-Homscheidt *et al.*, 2008; Ren *et al.*, 2015]. Эти методы используют измерения в ИК окнах прозрачности, удаленных от интенсивной линии поглощения водяного пара ~ 6.3 мкм, на близких частотах («split window methods»), и, как правило, требуют для реализации привлечения дополнительной информации – так называемых, предикторов [Kleespies and McMillin, 1990]. Данные методы не зависят от солнечного освещения, не требуют обязательного наличия канала измерений вблизи линии поглощения водяного пара, но так же, как и методы предыдущей группы, неприменимы в условиях облачности. В отличие от методов предыдущей группы, они позволяют получать значения влагозапаса и над сушей, и над морем. Большое количество функционирующих спектральных радиометров на геостационарных и полярных орбитах использует данные методы для создания спутниковых продуктов по влагозапасу атмосферы высокого и умеренного пространственного разрешения. Точность методов оценивается как удовлетворительная в ряде работ путем сравнения с данными радиозондирования и данными GPS [Li *et al.*, 2003a; Buehler *et al.*, others, 2012]. Следует отметить, однако, что использование ИК - методов основано на большом количестве упрощений и допущений, что приводит к необходимости тщательной валидации спутниковых продуктов и осторожности при их использовании без предварительного тестирования [Gao and Kaufman, 2003]. Погрешности

данных методов сильно зависят от содержания в атмосфере любых видов аэрозолей. Наши исследования по тестированию (- с использованием данных радиозондирования) продукта MODIS по водяному пару – как основанного на измерениях в ближнем ИК, так и в ИК диапазоне, показывают, что точность продукта MODIS (продукт MOD05_L2, доступен на сайте <https://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/>) не позволяет использовать его ни в климатических исследованиях, ни в каких других задачах, требующих значений интегральной влажности с погрешностью, не превышающей 2 кг/м².

Восстановление значений Q по данным наземного пассивного микроволнового зондирования атмосферы основано на использовании электромагнитного излучения на частотах, близких к спектральным линиям селективного поглощения молекул водяного пара в микроволновом диапазоне [Башаринов и др., 1974; Башаринов и Кутуза., 1968]. Наземные микроволновые радиометры оценивают влагозапас атмосферы, используя измерения на 2-х частотах – вблизи линии поглощения 22.235 ГГц, и в диапазоне 35 – 37 ГГц для разделения двух основных активных в микроволновом диапазоне параметров атмосферы: водяного пара и жидкокапельной влаги. В работе [Kreiss, 1969] на основании расчетов уходящего излучения над океаном было показано, что наличие облаков в атмосфере должно приводить к не пренебрежимо малому росту радиояркостной температуры. Наиболее полное и комплексное среди ранних работ теоретическое рассмотрение физических основ наземных и спутниковых микроволновых радиометрических измерений было проведено в [Staelin, 1969]. Среди возможностей интерпретации подобных измерений указываются восстановление температурных и влажностных атмосферных профилей, интегральных характеристик атмосферы (влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков и интенсивности осадков) и различных характеристик океана (в том числе, температуры поверхности и скорости приводного ветра) [Кондратьев и Тимофеев, 1978; Кондратьев и др., 1975; Степаненко и др., 1987].

Данные наземных измерений двух-частотных микроволновых радиометров позволяют успешно восстанавливать оба интегральных параметра влагосодержания атмосферы – Q и W с высокой точностью в условиях без осадков [Westwater, 1978]. И, поскольку радиометрические измерения существенно дешевле, чем измерения радиозондов и могут проводиться в квази-непрерывном режиме, восстановленные с помощью этих измерений значения Q и W часто используются в качестве квази-натурных («*in-situ*») данных при валидации других методов [Guiraud et al., 1979]. Следует помнить, что микроволновые измерения на двух частотах не могут в полной мере разделить вклады жидкокапельной и парообразной влаги в излучение, поскольку микроволновое излучение облаков существенно зависит от их температуры и распределения водности [Liljegren et al., 2001; Löhnert and Crewell, 2003]. Ошибки измерений влагозапаса атмосферы, таким образом, будут зависеть от водозапаса облаков.

Влагозапас атмосферы по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования оценивается над всеми типами поверхностей, включая сушу, морской лед и открытые моря. Большинство методов разработано для восстановления Q над районами океанов [Митник, 1977], но сравнительно недавно появились работы, демонстрирующие возможность восстановления Q над другими типами подстилающих поверхностей на основе использования поляризационных измерений на двух каналах с частотами, близкими к частоте резонансного поглощения водяного пара 22.235 ГГц [Deeter, 2007]. В основе метода, описанного в [Deeter, 2007], лежит предположение об одинаковых характеристиках излучения подстилающей поверхности на близких частотах, что позволяет параметризовать поляризационную разность в зависимости от влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков, температуры поверхности и поляризационной разницы коэффициентов излучения подстилающей поверхности. Этот же принцип положен в основу нейронно-сетевого метода восстановления Q над сушей, описанного в работе [Du et al., 2015]. В

исследовании [Aires *et al.*, 2001] по данным измерений SSM/I над сушей с использованием аналогичного подхода восстанавливаются не только интегральные параметры влагосодержания (влагозапас атмосферы и водозапас облаков), но и свойства подстилающей поверхности (температура, коэффициент излучения).

Зондирование атмосферы с использованием измерений вблизи сильной линии поглощения водяного пара на частоте 183 ГГц позволяет восстанавливать не только интегральную влажность атмосферы, но и – при большом количестве частотно разделенных каналов – профили влажности атмосферы [Karbou *et al.*, 2005; Aires *et al.*, 2013; Bernardo *et al.*, 2013]. В полярных регионах, однако, эти методы неприменимы, поскольку значения Q слишком малы на фоне изменчивого высокого излучения поверхности. В некоторых работах, однако, разработаны специальные подходы для восстановления Q в полярных районах, в том числе, над морским льдом [Melsheimer and Heygster, 2008; Melsheimer *et al.*, 2009; Perro *et al.*, 2015]. Использование этих методов, однако, ограничено сухими атмосферами со значениями Q , не превышающими 15 кг/м^2 (а при отсутствии независимых данных по коэффициентам излучения поверхностей – не превышающими 7 кг/м^2). Влагозапас атмосферы на основе этих методов можно восстанавливать по данным микроволновых зондировщиков (AMSU-B, MHS, SSM/T, SSMIS, ATMS и др.). Данные методы возможно адаптировать и для измерений российского микроволнового инструмента МТВЗА-Гя на спутниках Метеор №1 и Метеор №2.

Современные методики определения Q и W по данным спутниковых микроволновых сканирующих радиометров позволяют определять эти параметры по данным спутниковых сканирующих микроволновых радиометров над океанами с удовлетворительной точностью в условиях без осадков и без облаков с водозапасом, превышающим 0.5 кг/м^2 [Alishouse *et al.*, 1990a, 1990b; Tjemkes *et al.*, 1991; Schulz *et al.*, 1993; Shibata, 1994; Weng and Grody, 1994; Jung *et al.*, 1998; Mallet *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2009; Bobylev

et al., 2010; Kazumori, 2012]. Большое количество алгоритмов оценок данных параметров с использованием физического и статистического подходов, глобальных и региональных, было создано за последние десятилетия применительно к данным разных инструментов. Большинство алгоритмов валидируются либо с использованием данных радиозондирования, либо при помощи значений влагозапаса, восстановленных по данным GPS. Судовые или стационарные (если станции расположены на небольших островах) измерения радиозондов или GPS, совмещенные в пространстве и во времени с данными радиометрических измерений, позволяют провести валидацию алгоритмов и определить точность метода. По-другому обстоит дело с определением водозапаса облаков. Независимые контактные измерения водности облаков осуществляются на исследовательских самолетах во время специально организованных экспериментов и представляют собой редкие данные, как правило, регионального характера [Gultepe *et al.*, 2002; Korolev *et al.*, 2007; Noh *et al.*, 2013]. Поэтому для валидации методов оценки водозапаса облаков обычно оценивается процент ненулевых значений водозапаса по данным микроволновых измерений для тех областей, для которых одновременные снимки в видимом или ИК диапазоне свидетельствуют об отсутствии облаков [Petty and Katsaros, 1990; Greenwald *et al.*, 1993; Liu and Curry, 1993; Lin and Rossow, 1994]. Измерения спектральных радиометров в ближнем ИК диапазоне также используются для оценки W , однако эти измерения несут лишь косвенную информацию об общем количестве жидкой воды в облаке, поскольку эти измерения определяются, главным образом, свойствами верхних слоев облачности [O'Dell *et al.*, 2008].

Восстановление водозапаса облаков над подстилающими поверхностями, отличными от водных, представляет определенные трудности, что связано с высокими значениями фонового излучения поверхностей, зависящими от множества изменчивых в пространстве и во времени факторов [Домбковская, 1969; Довгалоук и Зинченко, 1981]. Однако, на

сравнительно высоких частотах (35 – 89 ГГц) чувствительность $T_{\text{я}}$ к изменениям содержания жидкокапельной влаги оказывается достаточной, чтобы такое восстановление оказалось возможным, особенно с использованием специальных подходов, описанных, например, в [Greenwald et al., 1997; Haggerty et al., 2002; Deeter and Vivekanandan, 2006]. Тем не менее, в настоящее время измерения спутниковых микроволновых сканирующих радиометров над океанами – это единственный надежный источник данных о водозапасае облаков. Основные проблемы при восстановлении W – сильная корреляция между водозпасом облаков и высоким содержанием Q в атмосфере, и проблема ненулевых а, зачастую, отрицательных значений восстановленных значений W в безоблачной атмосфере. Различные подходы, одним из которых является аккуратное физическое моделирование при решении прямой задачи, позволяют решить эти проблемы оптимальным способом. Часто измерения многоканальных спутниковых радиометров используются для одновременного восстановления и атмосферных параметров (Q , W , и интенсивность дождя R), и параметров океана (скорость приводного ветра V и температура поверхности океана T_s) единым многопараметрическим алгоритмом [Wentz, 1997; Wentz and Meissner, 2000]. Чем больше у радиометра частотно-разделенных каналов измерений, тем лучше разделение между восстанавливаемыми параметрами и выше точность методов.

Одними из первых алгоритмов, разработанных для оценки Q и W по данным SSM/I, стали статистические линейные регрессионные методы [Alishouse et al., 1990a, 1990b]. Физический алгоритм оценки Q в условиях без осадков по измерениям SSM/I на частоте 19.35 ГГц был предложен в работе [Tjemkes et al., 1991]. Валидация алгоритмов, проведенная на основании сравнения с данными радиозондирования и данными наземных микроволновых радиометров, позволила оценить погрешности, которые составили 5.9 кг/м^2 для Q и 0.06 кг/м^2 для W . Физический алгоритм восстановления W и Q , описанный в [Shibata, 1994], протестированный на

основании сравнения с данными одной погодной станции, обеспечивал точность оценки Q 3.3 кг/м².

В алгоритме, используемом на оперативной основе в RSS, разработанном спустя 10 лет функционирования SSM/I, настройка аналитической модели T_a проведена на основании совмещенных в пространстве и во времени данных контактных и радиометрических измерений [Wentz, 1997]. И, хотя опубликованные точности оценки параметров исключительно высоки – 1.2 кг/м² и 0.025 кг/м² для Q и W соответственно, последующая проверка работы алгоритма на других статистических ансамблях данных, не продемонстрировала таких высоких точностей [Bobylev et al., 2010]. В качестве примера физического регрессионного алгоритма, в котором впервые для SSM/I использовались расчетные значения T_a для нахождения коэффициентов регрессии для оценок Q , можно привести работу [Schulz et al., 1993], в которой также была продемонстрирована возможность измерения влажности у поверхности Земли при помощи SSM/I.

Дальнейшее развитие алгоритмы оценки параметров влагосодержания атмосферы получили после запуска радиометров AMSR на борту спутника ADEOS-II и радиометра AMSR-E на борту спутника Aqua в 2002 году [Kawanishi et al., 2003]. Наличие у радиометров серии AMSR каналов измерений в С- и Х- диапазоне позволило расширить сферу использования его данных.

С запуском AMSR-E основной алгоритм оперативного использования в Remote Sensing Systems был настроен для новых радиометрических каналов AMSR-E [Wentz and Meissner, 2000, 2007]. Лежащая в основе алгоритма радиационная модель переноса излучения осталась прежней, но обращение радиоярких температур в геофизические параметры в алгоритме для AMSR-E теперь основано на использовании линейной регрессии.

Ни один из других авторов, разработавших ранее алгоритмы для SSM/I, не опубликовал результатов исследований, ориентированных на

использование данных AMSR-E. Это напрямую связано с вопросами калибровки радиометра. Если калибровка SSM/I проводилась техническими средствами и алгоритмами перевода антенных температур в радиояркостные, то калибровка AMSR-E осуществляется при помощи сопоставления расчетных значений радиояркостных температур с данными измерений. В результате одни и те же измерения в разных центрах данных представлены в разных калибровках, что затрудняет разработку, применение и сравнение эффективности алгоритмов. Появились, однако, работы японских исследователей, связанные с разработкой методов, использующих данные японской калибровки [Shibata et al., 2003; Takeuchi et al., 2004; Kazumori, 2012].

Каждый из алгоритмов обладает своими достоинствами и недостатками. Основой физических алгоритмов служит моделирование радиояркостной температуры уходящего излучения и последующее решение обратной задачи с использованием модельных (расчётных) значений T_a . Следует, однако, учитывать, что любая параметризация при решении уравнения переноса вносит дополнительные погрешности в разрабатываемые впоследствии методы. Кроме того, при решении прямой задачи профили атмосферных метеопараметров и характеристики взаимодействия излучения со средой также задаются с неопределенностями, приводящими к дополнительным неточностям расчетов. Следующий источник погрешностей при использовании физического подхода – метод обращения T_a в геофизические параметры. Использование нейронных сетей (НС) обладает преимуществами, поскольку не требует задания в явном виде зависимости T_a от Q и W .

Статистические алгоритмы основываются на статистической обработке большого числа прямых измерений параметров атмосферы и совмещенных в пространстве и во времени измерений радиояркостных температур. Отличаясь простотой и удобством в использовании, статистические методы полностью определяются тем ансамблем сопутствующих измерений, на

котором определялись коэффициенты регрессии, и, кроме того, наследуют все ошибки измерений – как контактных, так и спутниковых. Другой источник ошибок - пространственно-временное совмещение измерений, различные масштабы усреднения. Часто разработки данных методик основаны на использовании специально организованных подспутниковых контактных измерений геофизических параметров.

При сравнении точностей различных методов оценки Q и W следует соблюдать особую осторожность. Опубликованная в научных источниках информации точность может оказаться далека от реально рассчитанной при сравнении с данными контактных измерений. Поэтому в задачах сравнения алгоритмов так важно проводить тестирование с использованием одного и того же набора данных измерений. Но даже анализ опубликованных точностей позволяет сделать вывод о том, что требуемые точности оценок (по данным Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) для водозапаса облаков W – 20%; для влагозапаса атмосферы Q – 5-15%) в настоящее время при использовании существующих алгоритмов удовлетворяются лишь при благоприятных погодных условиях – отсутствии осадков и облачности с водозпасом, превышающим 0.3-0.5 кг/м². С ухудшением погодных условий ошибки определения параметров при помощи традиционных алгоритмов возрастают в несколько раз. При водозпасе облаков, большем 0.5 кг/м², точности оценок перестают удовлетворять предъявляемым требованиям.

Оценка точности определения W и вовсе не представляется объективной. Чаще всего валидация алгоритмов определения водозапаса облаков осуществляется либо исключительно теоретически (на данных модельных значений, использованных при моделировании радиоярких температур излучения), и в этом случае можно говорить лишь о точности оператора решения обратной задачи, либо с использованием значений водозапаса облаков по данным наземных микроволновых радиометров, которые сами по себе обладают большими погрешностями. Косвенное же

тестирование – путем сравнения с изображениями видимого и инфракрасного диапазонов – позволяет судить лишь о наличии/отсутствии систематического сдвига при восстановлении W .

1.2 Восстановление интенсивности дождя

Интенсивность дождя является одним из ключевых метеорологических параметров. Статистический анализ полей осадков необходим для различных предприятий агропромышленного комплекса и водного хозяйства. Наиболее точными приборами для измерения осадков на сегодняшний день являются записывающие осадкомеры – плювеометры, позволяющие проводить измерения на метеорологических станциях. Практически не уступают плювеометрам по точности данные метеорологических радаров. Однако, сеть лишь наземных метеорологических наблюдений не может обеспечить восстановление полей осадков, особенно с учетом их существенной пространственной неоднородности [Behrangi et al., 2012]. С развитием спутниковых методов дистанционного зондирования и запуском новых и усовершенствованных инструментов получение регулярной глобальной информации о полях осадков стало возможно с удовлетворительной точностью и без использования данных наземных приборов [Горелик и др., 1972].

Восстановление интенсивности дождя (R) с низким пространственным разрешением возможно на основе данных спутниковых микроволновых радиометров. Над сушей оценки R возможны благодаря рассеянию высокочастотных радиометрических измерений на крупных каплях дождя. Над открытыми районами океанов в основе методов лежит использование излучения гидрометеоров на более низких частотах [Petty and Li, 2013].

Более высокое пространственное разрешение спутниковых продуктов по интенсивности дождя достигается при использовании данных спектральных радиометров инфракрасного (ИК) диапазона электромагнитного спектра. Данные продукты имеют высокое временное

разрешение, так как большое количество спектрорадиометров располагается на спутниковых платформах с геостационарной орбитой. В последнее время появился целый ряд работ, описывающих подходы для оценки R по данным ИК измерений [Vicente et al., 1998; Kuligowski, 2002]. Большинство из них основано на применении статистических регрессионных методов, использующих точные оценки спутниковых микроволновых радиометров для совмещенных в пространстве и во времени ИК измерений. Однако, ИК измерения несут лишь косвенную информацию об осадках на основании существующей корреляции между вероятностью осадков, мощностью облачности и температурой верхней границы облаков. И точность таких оценок R остается крайне низкой [Behrangi et al., 2010].

В настоящее время наиболее точные спутниковые оценки R обеспечиваются спутниковыми радиолокаторами, позволяющими также восстанавливать трехмерную структуру осадков в узкой полосе обзора. Данные радара Precipitation Radar (PR) на борту Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) позволяют получать высокоточные оценки R в тропических широтах (от 45°Ю.Ш. до 45°С.Ш.), начиная с 1997 года [Kummerow et al., 1998]. Данные Cloud Profiling Radar (CPR) на борту спутника CloudSat, начиная с 2006 года, позволяют оценивать R с большей точностью в условиях слабых дождей [Stephens et al., others, 2008]. Усовершенствованные спутниковые продукты по интенсивности дождя создаются на основе синергетического использования данных различных инструментов с разных спутниковых платформ [Joyce et al., 2004; Huffman et al., 2009; Behrangi et al., 2010, 2014; Joyce and Xie, 2011]. Однако их использование требует аккуратности, поскольку подобные продукты наследуют ошибки, свойственные отдельным инструментам [AghaKouchak et al., 2012].

Запуск в феврале 2014 года новой спутниковой платформы Global Precipitation Mission (GPM) с активным (Dual-frequency Precipitation Radar (DPR)) и пассивным (GPM Microwave Imager (GMI)) микроволновыми приборами открывает новые возможности по калибровке и совместному

использованию данных активных и пассивных микроволновых измерений для восстановления интенсивности дождя, поскольку, в отличие от TRMM, геометрия измерений данной платформы обеспечивает покрытием широтный пояс от 65°Ю.Ш. до 65°С.Ш. [Hou et al., 2014].

Несмотря на низкое пространственное разрешение, спутниковые микроволновые сканирующие радиометры остаются ценнейшим источником регулярной глобальной информации об интенсивности дождя в широкой полосе обзора (в отличие от данных радаров). Их способность восстанавливать R подтверждается рядом работ [Behrangi et al., 2012; Petty and Li, 2013], [Sapiano et al., 2008; Hilburn and Wentz, 2008; Behrangi et al., 2012]. Точные количественные оценки интенсивности дождя стали возможны с запуском SSM/I. С тех пор появилось большое количество методов и алгоритмов оценки интенсивности дождя и других параметров осадков. Большинство методов разрабатывается для оценки R над открытыми районами океанов из-за высоких значений коэффициента излучения суши и его пространственной неоднородности. Над океанами оценка R возможна по данным таких инструментов, как SSM/I и SSMIS, TRMM TMI, AMSR-E и AMSR2, и WindSat. Методы восстановления параметров дождя по данным этих инструментов описываются в работах [Wilheit et al 2003; Kummerow et al., 1989; Petty, 1994; Petty and Li, 2013] и включают такие алгоритмы как Goddard Profiling algorithm (GPROF) [Kummerow and Giglio, 1994], Unified Microwave Ocean Retrieval Algorithm (UMORA) [Wentz and Spencer, 1998; Hilburn and Wentz, 2008] и NOAA/NESDIS алгоритм [Ferraro, 1997]. Самая длинная по времени (более 30 лет) серия данных по интенсивности дождя представлена в RSS [Wentz et al., 2007].

Большинство упомянутых алгоритмов являются физическими [Bauer and Schluessel, 1993; Kummerow et al., 1996; Lin and Rossow, 1997].

Чем выше частота измерений, тем большее значение при моделировании T_a и последующем обращении T_a в интенсивность дождя приобретают другие параметры осадков и атмосферы, в частности, высота

нулевой изотермы и профиль распределения параметров гидрометеоров по размерам [Kummerow *et al.*, 2001]. Поэтому использование в алгоритмах восстановления R микроволновых измерений на высоких частотах требует задания профиля гидрометеоров. Различные приближения и упрощения при моделировании радиояркостной температуры уходящего излучения в условиях дождя приводят к тем большим погрешностям, чем выше частота измерений [Petty, 1994].

1.3 Восстановление скорости приводного ветра

Приводный ветер представляет собой важнейший геофизический параметр. Информация о приводном ветре имеет первостепенное значение при изучении взаимодействия океана и атмосферы, циркуляции океанических вод и их влияния на погоду и климат Земли. Данные о скоростях и направлении ветра необходимы для уточнения прогнозов погоды, выявления зарождающихся ураганов, циклонов различного масштаба, прослеживания путей их следования, расчёта интенсивности штормов на море. От приводного ветра зависят ветровое напряжение и экмановские океанические течения. А следовательно, он влияет на такие атмосферные и океанические процессы, как апвеллинг и даунвеллинг, дрейф льда, формирование глубинных вод, эволюцию перемешанного слоя и др. Ветер определяет потоки скрытого и явного тепла, а также, потоки CO_2 и H_2O , и используется при оценке бюджета энергии, влаги и углерода. Возможность точных измерений приводного ветра и его прогнозирования, наряду с прогнозированием ветрового волнения, влияют на безопасность мореплавания, рыболовецкого промысла и других видов народно-хозяйственной деятельности в морских и прибрежных районах.

Оперативные измерения приводного ветра высокого пространственного и временного разрешения необходимы для обеспечения транспортных и промысловых операций, строительства и эксплуатации нефтяных платформ, и уменьшения рисков, связанных с экстремальными

явлениями погоды, при которых развиваются штормовые и ураганные ветра (полярные и внетропические циклоны, тропические ураганы и тайфуны, штормовые нагоны).

В настоящее время данные о приводном ветре получаются на основании измерений приборов с наземных, самолетных и спутниковых платформ. Каждый тип измерений ветра имеет погрешности и ограничения [Bourassa *et al.*, 2010]. Наиболее точными считаются контактные измерения ветра, проводимые с поверхности Земли – анемометрами морских буев, научно-исследовательскими судами и станциями, расположенными на морских платформах. Не менее точными считаются самолетные измерения, осуществляемые при помощи сбрасываемых радиозондов. Однако, лишь спутниковые измерения позволяют получать пространственные поля ветра над Мировым Океаном. На сегодняшний день дистанционное зондирование приводного ветра со спутников возможно при помощи двух типов микроволновых инструментов – активных (радиолокаторов, скаттерометров) и пассивных (микроволновых радиометров).

Методы восстановления ветра по спутниковым данным тестируются при помощи контактных измерений, хотя при подобном тестировании следует учитывать разнородность данных. Для аккуратного сравнения результатов измерений нужно принимать во внимание целый ряд факторов: пространственное и временное усреднение, метод приведения измерений к скорости ветра на стандартной высоте 10 м (V) и др. [Thomas *et al.*, 2005]. Большинство контактных методов измеряют скорость потока воздуха (V') на разных высотах над уровнем моря а затем используют дополнительные данные и предположения о профиле ветра и погранслое атмосферы для пересчета измерений в V . Использование такого подхода вносит погрешности в оценки V , которые тем больше, чем сложнее погодные условия.

Погрешности судовых измерений ветра связаны, главным образом, с деформациями воздушного потока элементами конструкции судов. Точные оценки V возможны лишь с учетом геометрии измерений и скорости

движения судна относительно ветра [Thomas et al., 2008]. Измерения ветра морскими буюми отличаются стабильностью и высокой точностью для ветров, не превышающих штормовой порог 15 м/с. При высоких скоростях ветра данные измерений буюв занижают реальные значения скорости ветра [Zeng and Brown, 1998]. В работе [Taylor et al., 1999] рассматриваются два механизма, ответственные за это занижение, главный из которых связан с тем, что часть времени измерений приходится на момент, когда буй закрыт от ветра высокими волнами profile [Large et al., 1995]. Если проанализировать данные измерений буюв Мирового Океана, распространяемые в свободном режиме Национальным Центром Данных Буюв (National Data Buoy Center – NDBC), то можно заметить, что они не содержат данных, превышающих 25 м/с даже в районах, расположенных на пути траекторий ураганов и тайфунов, в которых скорость ветра может превышать 60-70 м/с.

В отличие от измерений ветра с поверхности моря, самолетные измерения позволяют получать точные оценки V в любых условиях, включая сильные (> 15 м/с) штормовые (> 25 м/с) и ураганные (> 33 м/с) ветра. Самолетные измерения проводятся как контактным образом – при помощи сбрасываемых радиозондов [Franklin et al., 2003], так и дистанционным – при помощи радиометра со ступенчатым изменением частоты [Powell et al., 2010] (NOAA Stepped-Frequency Microwave Radiometer - SFMR). Данные самолетных измерений ветра представляют собой ценнейший источник информации о ветрах в тропических циклонах и используются, как правило, для верификации и валидации других методов измерений ветра. Проводятся подобные измерения в рамках специально организованных кампаний по сбору данных в ураганах.

Спутниковые измерения приводного ветра активными и пассивными микроволновыми инструментами, получаемые в широкой полосе обзора, позволяют строить глобальные карты ветра над Мировым Океаном, и используются как при построении краткосрочных и долгосрочных прогнозов,

так и в различных научных и прикладных метеорологических и океанографических задачах [Шифрин и Ионина, 1968]. На сегодняшний день восстановление ветра по данным спутниковых измерений возможно при использовании таких инструментов, как активные микроволновые приборы (радиолокаторы с реальной и синтезированной апертурой, скаттерометры, альтиметры) и пассивные микроволновые радиометры. В настоящее время регулярные глобальные измерения приводного ветра в широкой полосе обзора обеспечиваются скаттерометрами (MetOp-A и MetOp-B ASCAT, Oceansat-2 OSCAT, RapidSCAT) и микроволновыми сканирующими многоканальными радиометрами (SMOS, WindSat, SSMIS, TMI, AMSR2) [Bourassa et al., 2010]. Подробный обзор и сравнительный анализ ограничений и достоинств разных типов инструментов представлен в таких работах, как [Quilfen et al., 2007, 2010; Soisuvann et al., 2007]. Обобщая представленные в данных работах результаты, можно сделать вывод, что состояние морской поверхности при экстремальных ветрах, от которой зависят излучательные и отражательные характеристики океана, до сих пор плохо изучено. С уверенностью можно говорить о наличии ограничения в возможностях традиционных активных инструментов восстанавливать ветра выше 15 м/с в связи с насыщением сигнала обратного рассеяния [Quilfen et al., 2007]. Данное ограничение подтверждено как теоретическими, так и экспериментальными работами [Kudryavtsev et al., 2003]. Сравнительно недавно появившиеся инструменты с кросс-поляризационными возможностями лишены данного ограничения и обладают большим потенциалом для их использования в условиях сильных ветров [Zhang and Perrie, 2012; van Zadelhoff et al., 2013; Zhang et al., 2014].

Экспериментальные исследования показывают, что радиояркостная температура излучения системы океан – атмосфера не насыщается даже при ураганных ветрах, что связано, с ростом излучательной способности, который продолжается даже после полного покрытия морской поверхности обрушающимися волнами и различными пенными структурами [Meissner and

Wentz, 2012]. Более того, чувствительность пассивного микроволнового сигнала даже растет при ветрах > 15 м/с [Uhlhorn et al., 2007; Meissner and Wentz, 2012]. Данный экспериментальный факт дает основание предположить, что пассивные микроволновые измерения можно использовать для изучения толщины (свойств) пены [Reul and Chapron, 2003; Uhlhorn et al., 2007; Meissner and Wentz, 2012].

Большинство существующих методов восстановления приводного ветра применимы в условиях отсутствия осадков. Данное ограничение относится не только к пассивным, но и к активным микроволновым инструментам. В ряде работ рассматриваются возможности расширения диапазонов условий получения точных оценок приводного ветра – как для областей с осадками [Yueh et al., 2003; Hilburn et al., 2006; Meissner and Wentz, 2009], так и для зон сильных ветров [Adams et al., 2006; Laupattarakasem et al., 2010; Ricciardulli and Wentz, 2011]. В работе [Weissman et al., 2012], например, представлен обзор достижений в области маскирования зон осадков при восстановлении ветра по данным скаттерометрических измерений.

Осадки приводят к насыщению T_{γ} океана и потере чувствительности радиометрических измерений к изменениям в состоянии морской поверхности. В зависимости от соотношения частоты излучения и параметров гидрометеоров (размер дождевых капель, их пространственное распределение, интенсивность дождя) регистрируемый сигнал может окончательно перестать зависеть от ветра. Чем выше частота излучения, тем меньше шансов получить информацию о ветре в условиях дождя из радиометрических измерений.

До запуска в 2009 году первого спутникового сканирующего микроволнового радиометра Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), работающего в L-диапазоне, все радиометры использовали диапазоны частот, начиная с C и выше. Микроволновое излучение в L-диапазоне практически не зависит от осадков [Skou and Hoffman-Bang, 2005] по сравнению с

излучением на более высоких частотах. Однако, и чувствительность сигнала к ветру в L-диапазоне почти в 3 раза ниже, чем, например в C-диапазоне. Тем не менее, данные радиометра SMOS с успехом могут быть использованы для восстановления ветра в условиях тропических циклонов, сопровождающихся интенсивными осадками, что подтверждено сравнением результатов восстановлений с данными самолетных измерений в ураганах [Reul et al., 2012].

Для других радиометров, принимающих излучение на более высоких частотах, разработано большое количество методов в условиях без осадков [Wentz, 1997; Bettenhausen et al., 2006; Shibata, 2006]. Однако, восстановление приводного ветра в условиях осадков, в особенности, интенсивных, представляет нерешенную проблему [Meissner and Wentz, 2009]. В работе [Kim and Lyzenga, 2008] предложен подход, позволяющий на основании физического моделирования оценить пропускание атмосферы, а затем – скорость приводного ветра по данным WindSat. Однако, применение данного подхода оказалось неудачным в условиях высоких значений интенсивности осадков и скоростей ветра в тропических циклонах. Взаимодействие океана и атмосферы в условиях комбинированного воздействия ураганных ветров и ливней представляет собой сложнейший объект для физического моделирования [Raizer, 2007; Reul et al., 2012].

Еще одна попытка восстановления ветра по данным WindSat описана в [Meissner and Wentz, 2009]. В этой работе представлен эмпирический регрессионный алгоритм оценки ветра с использованием данных измерений WindSat на частотах C- и X-диапазона, основанный на сопутствующих радиометрических измерениях и полях ветра $H \cdot \text{Wind}$, которые можно рассматривать как квази-контактные измерения ветра в ураганах [Powell et al., 1998]. Работа [Meissner and Wentz, 2009] является одной из самых успешных, однако, анализ всепогодного спутникового продукта по ветру WindSat (<http://www.remss.com/>) демонстрирует наличие обширных областей нефизичных или маскированных значений V в тропических циклонах.

Возможность отделения сигнала от поверхности от атмосферного сигнала является ключевым моментом для разработки метода оценки ветра в условиях экстремальных погодных явлений. Она легко реализуется при наличии нескольких каналов измерений на близких частотах в С-диапазоне, позволяющем использовать такую комбинацию каналов, которая будет чувствительна к ветру и мало чувствительна к осадкам. Именно такой подход для восстановления приводного ветра используется в самолетном радиометре со ступенчатым изменением частоты Stepped-Frequency Microwave Radiometer (SFMR), принимающим излучение на 6 близко расположенных частотах С-диапазона от 4 до 7 ГГц [Uhlhorn *et al.*, 2007; Klotz and Uhlhorn, 2014]. Использование аналогичного подхода для данных спутниковых радиометров представляет определенные трудности, поскольку и у WindSat, и у AMSR-E частоты С- и Х-диапазона слишком далеко друг от друга (6.9 и 10.65 ГГц). Однако, добавление новой пары каналов измерений, работающих на частоте 7.3 ГГц в японском радиометре AMSR2, дало возможность разработать метод оценки скорости ветра в ураганах, продемонстрировавший свою эффективность в условиях более 150 тропических циклонов [Zabolotskikh *et al.*, 2015].

ГЛАВА 2 РАЗРАБОТКА НЕЙРОННО-СЕТЕВЫХ МЕТОДОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЛАГОЗАПАСА АТМОСФЕРЫ И ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРА AMSR2, ПРИМЕНИМЫХ В УСЛОВИЯХ БЕЗ ОСАДКОВ

2.1 Численный эксперимент по замкнутой схеме

Численный эксперимент по замкнутой схеме позволяет моделировать спутниковые измерения с аппаратурой конкретного радиометра и проводить обработку этих квази-измерений с целью разработки алгоритмов оценок искоемых геофизических параметров [Wentz and Meissner, 2000].

На первом этапе численного эксперимента – при решении прямой задачи - задаются все гидрометеорологические данные (профили метеопараметров $T(h)$, $p(h)$, $\omega(h)$, $\rho(h)$, температура облаков, температура океана, скорость приводного ветра), определяющие $T_{я}$ уходящего микроволнового излучения. Расчет $T_{я}$ уходящего излучения на частотах, поляризациях и при угле визирования аппаратуры радиометров позволяет получить массив модельных значений $\{T_{я}\}_{i=1,\dots,n}$ (n – число каналов радиометра). На этапе решения прямой задачи требуется также задание характеристик взаимодействия излучения со средой (коэффициентов поглощения O_2 , H_2O и облачных капель, коэффициентов излучения морской поверхности). В общем случае после расчета $\{T_{я}\}_{i=1,\dots,n}$ необходимо при помощи моделирования антенной функции и шумов радиометра перейти от $\{T_{я}\}_{i=1,\dots,n}$ к массиву антенных температур $\{T_a\}_{i=1,\dots,n}$.

Второй этап численного эксперимента - это решение обратной задачи, при котором теперь уже массив антенных температур $\{T_a\}_{i=1,\dots,n}$, рассчитанный на первом этапе, считается заданным. На этом этапе восстанавливаются рассматриваемые параметры (Q и W) с использованием тех или иных методов решения обратных задач атмосферной оптики. В зависимости от метода решения для оценки параметров может понадобиться

введение априорной и различной дополнительной информации. При использовании нейронных сетей (НС) требуется задание модели НС.

Сравнение параметров, известных перед решением прямой задачи, с параметрами, восстановленным после решения обратной задачи дает возможность оценить потенциальную (теоретическую) погрешность метода. Теоретическая погрешность характеризует точность метода решения обратной задачи, и не включают в себя ни погрешности радиационной модели, ни погрешности радиационных измерений (модели перехода от измерений к радиояркостным температурам). Реальная погрешность метода должна оцениваться дополнительно, путем сравнения данных контактных измерений и оценок, полученных по спутниковым данным.

2.2 Решение прямой задачи. Расчет микроволнового излучения системы океан-атмосфера

2.2.1 Уравнение переноса микроволнового излучения

Перенос микроволнового излучения в системе океан - атмосфера сопровождается излучением, поглощением и рассеянием атмосферными газами, облаками, осадками и поверхностью океана. Это взаимодействие излучения со средой описывается радиационно-метеорологической моделью, элементы которой должны адекватно отражать реальные связи характеристик поля излучения с геофизическими параметрами. Адекватность задания такой модели чрезвычайно важна при разработке методов оценки различных параметров системы, основанных на физическом подходе, поскольку ее погрешности оказывают влияние на точность определения параметров при решении обратных задач.

В отсутствии осадков длина волны излучения $l \gg r$ – характерного размера частиц, взаимодействующих с излучением (более корректно: $r \int 2\pi r/l \ll 1$). Для рассматриваемых частот (от 6.9 до 89 ГГц) такое

предположение справедливо для атмосферных газов всегда, а для облаков – практически всегда, поскольку радиусы облачных капель редко превосходят 50 – 80 мкм [Степаненко и др., 1987]. При таком предположении атмосфера не рассеивает, а только излучает и поглощает микроволновую радиацию.

Общая дифференциальная форма уравнения переноса радиояркостной температуры микроволнового излучения $T_{\text{я}}$ вдоль направления s под азимутальным (j) и зенитным (q) углами в атмосфере без рассеяния с коэффициентом поглощения a_n имеет следующий вид:

$$dT_{\text{я}}(j, q) = a_n [T - T_{\text{я}}(j, q)] ds \quad (2.1)$$

В большинстве случаев (исключая большие углы визирования, когда необходимо учитывать явления рефракции) при решении уравнения переноса (2.1) достаточно рассматривать атмосферу как плоскостойкую среду, заменяя пространственную координату s вдоль направления излучения на вертикальную h : $ds = dh/m$, где $m = \cos q$. Упрощенная форма одномерного уравнения переноса излучения в приближении «чистого поглощения»:

$$m \cdot \frac{dT_{\text{я}}(h)}{dh} = -a_n(h)T_{\text{я}}(h) + a_n(h) \cdot T(h), \quad (2.2)$$

где $m = \cos q$, q - зенитный угол, h – вертикальная координата, $T(h)$ – температура атмосферы, а a_n - коэффициент поглощения.

В таком одномерном приближении, учитывая граничные условия на верхней границе атмосферы и на поверхности океана, суммарное восходящее излучение системы будет включать в себя 4 составляющие: восходящее излучение атмосферы $T_{\text{я}a}^{\uparrow}$, нисходящее излучение атмосферы, отраженное поверхностью океана и ослабленное слоем атмосферы $T_{\text{я}a_отр}^{\emptyset}$, излучение океана, ослабленное в атмосфере $T_{\text{я}ок}$ и космическое излучение $T_{\text{к}}$, равное $2.7 \text{ K} \cdot \exp(-2t) (1-c)$:

$$T_{\text{я}} = T_{\text{я}a}^{\uparrow} + T_{\text{я}a_отр}^{\downarrow} + T_{\text{к}} + T_{\text{я}ок} \quad (2.3)$$

$$T_{\text{я}a}^{\uparrow} = \frac{1}{m} \int_0^{\infty} T(h) a_n(h) \exp\left(-\frac{1}{m} \int_h^{\infty} a_n(h') dh'\right) dh \quad (2.4)$$

$$T_{\text{яа_опр}}^{\downarrow} = (1 - c) \cdot \exp(-t) \frac{1}{m_0} \int_0^{\infty} T(h) a_n(h) \exp\left(-\frac{1}{m_0} \int_0^h a_n(h') dh'\right) dh \quad (2.5)$$

$$t = \frac{1}{m_0} \int_0^{\infty} a_n(h') dh' \quad (2.6)$$

$$T_{\text{яок}} = c \cdot T_s \cdot \exp(-t) \quad (2.7)$$

где t - оптическая толщина атмосферы, c - коэффициент излучения океана, T_s - температура поверхности океана (ТПО). Таким образом, для расчета радиояркой температуры $T_{\text{я}}$ уходящего микроволнового излучения в системе атмосфера-океан в рамках сделанных приближений (отсутствие осадков и рефракции) требуется информация о следующих параметрах радиационно-метеорологической модели - о поглощении микроволнового излучения в атмосферных газах и облаках - $a_n(h)$, и об излучении радиации поверхностью океана - c .

При этом, как при проведении численных расчетов радиоярких температур $T_{\text{я}}$, так и при построении аналитических функций, аппроксимирующих $T_{\text{я}}$, необходимыми элементами расчета являются модели атмосферы, включающие в себя высотные профили метеопараметров, и модели облачности, содержащие сведения о ее толщине, границах, распределении водности по высоте.

На рисунке 2.1 показаны основные составляющие микроволнового излучения системы океан - атмосфера и параметры, от которых оно зависит.

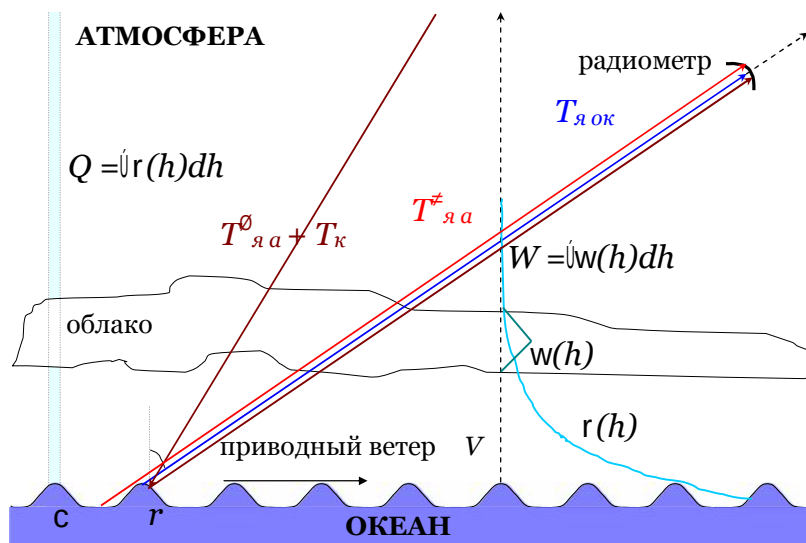


Рисунок 2.1. Схема формирования микроволнового излучения в системе океан - атмосфера.

2.2.2 Поглощение микроволнового излучения в атмосферных газах и облаках

Корректный учет атмосферного вклада в излучение и поглощение, определение оптических толщин требуют знания $a_n(h)$. В исследуемом диапазоне электромагнитного спектра заметно поглощают лишь газы, молекулы которых имеют дипольные моменты, и жидкая фаза воды. Кроме основных газов, среди которых молекула водяного пара обладает электрическим дипольным моментом, а молекула кислорода – магнитным, дипольными моментами обладают также некоторые малые газовые примеси (CO , SO_2 , NO , NO_2 , O_3). Однако, их содержание в атмосфере и интенсивности линий поглощения настолько малы, что их вкладом в общее поглощение микроволнового излучения обычно пренебрегают [Викторова и Жевакин, 1970]. Таким образом, поглощение и излучение в атмосфере на частотах ниже 100 ГГц для рассматриваемой геометрии измерений практически

полностью определяется тремя компонентами – молекулярным кислородом, водяным паром и мелкокапельной влагой облаков:

$$a_n = a_{nO_2} + a_{nH_2O} + a_{nОбл} \quad (2.8)$$

Микроволновый спектр кислорода состоит из системы линий (полосы) в области 50 - 70 ГГц и одиночной линии, имеющей резонансную частоту около 120 ГГц. При давлении > 40 гПа система линий в области 50 - 70 ГГц образует непрерывную область поглощения [Жевакин и Наумов, 1965]. Кроме того, в этом диапазоне спектра наблюдается существенное нерезонансное поглощение, обусловленное крыльями далеких линий. В диапазоне частот AMSR2 оно может составлять от 10 до 30 % суммарного поглощения кислородом, причем доля нерезонансного поглощения увеличивается с уменьшением частоты.

Основной вклад в излучение водяного пара в исследуемом диапазоне частот вносит резонансная линия, центрированная на 22.235 ГГц [Борин и Наумов, 1979]. Измерения в области резонанса позволяют получать информацию о содержании водяного пара во всей толще атмосферы. Так же, как и для кислорода, при сравнении расчетных значений поглощения с экспериментальными, особенно вне областей резонанса, наблюдается существенное добавочное поглощение, природа которого до конца не изучена. Спектры поглощения водяного пара в существующих методиках расчета демонстрируют значительные расхождения по всем параметрам – силе, ширине и форме линий, методам учета нерезонансного поглощения.

Основное влияние на перенос микроволнового излучения в облаках оказывает их жидкокапельная фракция [Волчок и Черняк, 1968, Митник, 1979]. Кристаллическая водяная фракция практически прозрачна для излучения в этом диапазоне спектра и ее собственное излучение мало. Капли облаков с хорошей степенью точности можно считать сферическими, для которых справедлива теория Ми при расчете эффективных сечений ослабления и рассеяния. В рамках этой теории показатель поглощения в

облаках для данного диапазона спектра зависит только от температуры облака, его водности и длины волны излучения. Сравнение значений коэффициентов ослабления микроволнового излучения в недождевых облаках, вычисленных в приближении отсутствия рассеяния и по полной теории Ми, показывает, что при использовании приближения «чистого поглощения» для $r < 80$ мкм и $\lambda \geq 0.3$ см погрешность расчета не превышает 1%.

В данной работе при расчете поглощения микроволнового излучения кислородом и водяным паром использовались аппроксимационные методики [Liebe and Layton, 1987] и [Turner et al., 2009] соответственно. Коэффициент поглощения микроволнового излучения жидкокапельной фракцией облаков рассчитывался по приближенной методике [Liebe and Layton, 1987].

Имеющиеся модели расчета коэффициентов поглощения различаются описанием силы линии поглощения, ее ширины и факторов, на нее влияющих, формы линии и величины нерезонансного поглощения. В главе 3 обосновывается выбор использованных моделей на основании сопоставления рассчитанных значений T_j и измеренных.

2.2.3 Микроволновое излучение океана

Микроволновое излучение морской поверхности, не подверженной воздействию приводного ветра, определяется только температурой и диэлектрической постоянной морской воды. При наличии ветра коэффициент излучения становится функцией скорости ветра в приповерхностном слое атмосферы. Спокойная морская поверхность характеризуется сильно поляризованным излучением, в то время как под воздействием ветрового напряжения поляризованность излучения ослабевает с ростом скорости ветра. [Stogryn, 1967; Hollinger, 1971]. Физическое моделирование коэффициента излучения океана ϵ , особенно для экстремальных ветров, представляет собой сложнейшую задачу. Более детально проблемы,

связанные с физическим моделированием, описаны в главе 6. В качестве альтернативы выступает эмпирическая параметризация ветровой зависимости c . Применение данного подхода требует аккуратных измерений отклика в изменении радиояркостных температур на ветровой сигнал и выведение экспериментальной зависимости коэффициента излучения от скорости ветра при различных углах излучения, температурах поверхности и значениях солености морской воды. Большинство эмпирических моделей используют измерения излучения океана вблизи поверхности океана для исключения влияния атмосферы.

Отличительной особенностью модели, использованной в данной работе, является рост $\partial c / \partial V$, начиная с определенных скоростей ветра, при которых появляются пенные образования. Данная эмпирическая модель основана также на интегрировании экспериментальных результатов измерений скорости ветра и одновременных измерений микроволнового излучения. Результатом объединения данных различных экспериментов явилось создание базы данных консолидированных измерений [Chapron *et al.*, 2010], на основании которой и была выведена данная формула, согласно которой:

$$c = a \cdot (1 - f) + b \cdot f, \quad (2.9)$$

где α – коэффициент, интегрально ответственный за добавку к коэффициенту излучения, появляющуюся в результате ветрового волнения с учетом как крупно- так и мелкомасштабных волн, β – коэффициент, интегрально ответственный за добавку к коэффициенту излучения, вызванную всеми типами пенных образований, а f – доля поверхности океана, покрытая этими образованиями. Если доля пены является функцией скорости ветра, то коэффициенты α и β являются функциями не только скорости ветра, но также частоты, температуры поверхности, солености морской воды, угла визирования и поляризации. Комплексная

параметризация коэффициентов α и β получена в результате обобщения экспериментальных данных.

Данная модель для диапазона скоростей ветра до 20 м/с, очень близка к модели [Meissner and Wentz, 2012]. Однако, есть и существенные отличия. Они заключаются, во-первых, в нелинейном росте $\partial\epsilon/\partial V$ со скоростью ветра, а во-вторых, в существенном росте вертикально поляризованного ветрового сигнала, начиная с порогового значения скорости ветра, что расходится с данными других исследований.

Результирующие зависимости коэффициента излучения от скорости ветра для разных значений температуры океана приведены для примера для радиометрических каналов AMSR2 на 10.65 и 18.7 ГГц на Рис. 2.2, где верхние кривые относятся к коэффициенту излучения на вертикальной поляризации, а нижние – на горизонтальной поляризации. Угол визирования постоянный и равен углу зондирования AMSR2 - 55°, соленость морской воды - 34‰. Температура поверхности меняется от 0 до 25°C. Более толстые кривые соответствуют большим температурам.

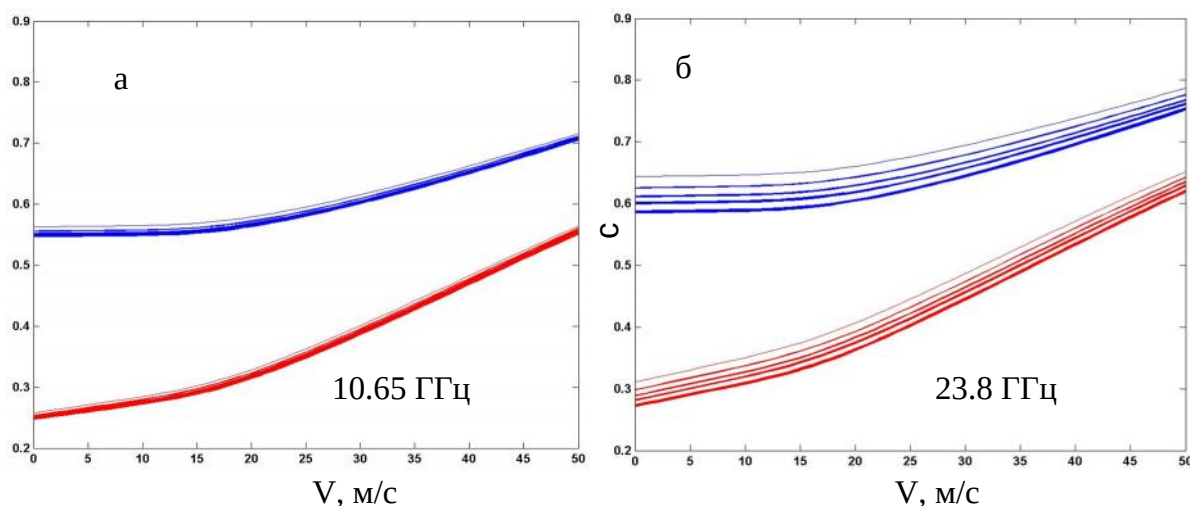


Рисунок 2.2 Коэффициент излучения океана как функция скорости ветра, рассчитанный для частот (а) 10.65 ГГц, (б) 23.8 ГГц. Температура поверхности океана варьируется от 0 до 25°C. Более толстые кривые относятся к более высоким температурам. Верхний набор кривых (синие)

относится к вертикально поляризованному излучению, нижний набор кривых относится к горизонтально поляризованному излучению.

Для определения излучения океана требуется также знание диэлектрической проницаемости соленой воды. Наиболее часто используемая в прошлом модель [*Klein and Swift, 1977*] обладает большими ошибками на высоких частотах [*Wentz, 1997; Wang, 2002*]. Экспериментальные исследования последних лет привели к появлению новых моделей [*Ellison et al., 1998; Guillou et al., 1998; Meissner and Wentz, 2004*]. Сравнительно недавно появилась новая модель [*Liu et al., 2011*], в общем и целом повторяющая идеологию модели [*Ellison et al., 1998*], но с новыми коэффициентами, полученными в результате обработки новых экспериментальных данных, включающим в себя, в том числе, новые исследования чувствительности радиояркости морской воды к солености на низких частотах, что представляется особенно важным для моделирования измерений на частоте L-диапазона (для радиометров SMOS).

В настоящей модели коэффициента излучения использована модель диэлектрической проницаемости, заимствованная из работы [*Meissner and Wentz, 2004*], поскольку данная модель протестирована для частот как минимум до 90 ГГц для пресной воды в диапазоне температур $-20 - +40^{\circ}\text{C}$, включая условия переохлажденных облаков, и для температур океана $-2 - +29^{\circ}\text{C}$. Данная модель имеет существенные отличия от остальных в областях низких температур, поэтому ожидается, что ее использование приведет к более корректному моделированию излучения для регионов с холодными водами.

2.2.4 Данные для расчета массивов радиояркостных температур

Для расчета массивов радиояркостных температур $T_{\text{я}}$ была использована база данных, созданная на основе судовых аэрологических и

гидрометеорологических измерений. Гидрометеорологические измерения включали в себя температуру поверхности океана, направление и скорость ветра, а также данные визуального анализа облачности во время запуска радиозонда. Было использовано около 3000 измерений глобального и всезонального масштаба с научно-исследовательских судов погоды. Измерения радиозондов проводились на ~ 80 уровнях до высот порядка 15-17 км и состояли из измерений температуры $T(h_i)$, давления $p(h_i)$, абсолютной влажности воздуха Γ_i на каждом уровне i ; скорости приводного ветра V ; температуры поверхности океана T_s ; наблюдений облачности синоптиками (тип облаков, высота, бальность облачности). Последние позволили на основании сопоставления с профилями относительной влажности воздуха оценить высоты верхней и нижней границ облачности, и, с использованием статистических данных о водности различных типов облачности [Васищева и Шукин, 1976], построить модельные профили водности в облаках. С использованием измеренных профилей влажности атмосферы и модельных профилей водности облаков были проведены расчеты влагозапаса атмосферы Q_0 и водозапаса облаков W_0 , рассматриваемые в дальнейшем как *in-situ* данные.

После анализа взаимной корреляции геофизических параметров, имеющей место при всем разнообразии океанических и атмосферных условий, были получены следующие коэффициенты корреляции R между параметрами численного эксперимента (температурой поверхности T_s , скоростью приводного ветра V , влагозапасом атмосферы Q , водозапасом облаков W): 1) $V - T_{ок}$ 0.06; 2) $V - Q$ 0.08; 3) $V - W$ 0.01; 4) $T_s - Q$ 0.75; 5) $W - Q$ 0.07; 6) $W - T_{ок}$ 0.01.

Очевидно, что за исключением сильной корреляции между влагозапасом атмосферы и температурой поверхности океана, остальные параметры не коррелируют друг с другом. Это позволило провести искусственное расширение базы данных за счет введения дополнительных значений скоростей приводного ветра (сочетание каждого профиля

метеопараметров и температуры океана с разными скоростями приводного ветра – от 0 до 70 м/с). С использованием данной базы были рассчитаны массивы радиояркостных температур для условий радиационного эксперимента, соответствующих радиометру AMSR2. Шум аппаратуры, добавляемый к рассчитанным значениям T_a , моделировался в виде нормально распределенного сигнала с дисперсией, соответствующей уровню шумов для каждого канала радиометра. Результаты расчетов в виде массивов T_a и соответствующих значений Q_0 и W_0 , были организованы в базу данных для последующего решения обратной задачи восстановления влагозапаса Q' и W' . Для настройки и тестирования алгоритмов оценки параметров Q и W были выделены 2 набора данных – настроечный и тестирующий. Для обеспечения качественной настройки настроечный набор должен был представлять весь диапазон изменчивости параметров, а для обеспечения валидации, результативной во всем диапазоне, тестирующий алгоритм также должен был охватывать весь диапазон изменчивости параметров. Поэтому было принято решение о разбиении всего массива данных на 2 набора с сохранением вида функции распределения для каждого из параметров. Для этого, учитывая, что скорость ветра задавалась искусственно и охватывала весь диапазон для каждого сочетания Q и W , все данные были подразделены на наборы, попадающие в определенные интервалы значений Q и W . После чего в настроечный и тестирующий наборы было отобрано по половине данных из каждого интервала.

2.3 *Решение обратной задачи с применением нейронных сетей*

2.3.1 Применение нейронных сетей при решении задач восстановления геофизических параметров по данным спутникового дистанционного зондирования Земли

В самом общем случае задача обращения измеренного сигнала в параметры атмосферы и океана относится к так называемым обратным

задачам атмосферной оптики. Решение обратных задач атмосферной оптики сводится к решению интегрального уравнения Фредгольма I-го рода, которое относится к классу некорректных в классическом смысле задач математической физики.

Для решения обратных некорректных задач часто используются и искусственные нейронные сети (НС), которые с успехом применяются в различных областях обработки сигналов [Бельчанский и Коробков, 1998]. Нейронные сети обладают способностью к обобщению входной информации, что позволяет выделять в исследуемых сигналах основные закономерности и удалять случайный шум, неизбежно присутствующий в результатах эксперимента. Следовательно, при решении обратных некорректных задач с помощью НС некоторая часть шумовой составляющей сигнала будет удалена автоматически. Однако, во многих сигналах, полученных в результате эксперимента, уровень случайных помех слишком высок для корректной нейросетевой обработки. При решении ряда некорректных обратных задач уровень шума возрастает настолько, что обучение сети может зайти в тупик и никогда не закончится, или же сеть научится воспроизводить закономерности, не имеющие отношения к физически обусловленным.

Общие принципы построения искусственных нейронных сетей позволяют включение дополнительных условий об исходном сигнале или предположений об исследуемых закономерностях в данные в процессе настройки сетей. Простота алгоритмов обучения сетей позволяет использовать всю имеющуюся априорную информацию. Способы включения такой информации в алгоритм обучения зависят от специфики решаемой задачи. Это позволяет с успехом решать некорректные обратные задачи обработки экспериментальных данных с высоким уровнем случайных шумов.

Первые модели искусственных НС появились в середине 50-х годов как попытка математически описать функционирование нервной системы человека. Первый многослойный персептрон (МП) был создан для решения

некоторых простейших задач классификации. Существенным этапом развития теории НС явилось появление эффективных обучающих алгоритмов для настройки МП (в том числе, алгоритм обратного распространения ошибок). Последующие исследования показали, что НС могут эффективно применяться для аппроксимации произвольных функций. Последние годы характеризуются все более интенсивным использованием НС для решения широкого спектра задач, среди которых отдельным классом можно выделить обратные задачи дистанционного зондирования. Эффективность НС методов по сравнению с традиционными подтверждается многочисленными работами, посвященными сравнению различных подходов при решении различных геофизических задач [Бельчанский и Коробков, 1998].

В настоящее время для решения задач интерпретации спутниковых данных дистанционного зондирования Земли используются следующие основные типы НС: 1) Многослойный персептрон; 2) НС на основе адаптивной резонансной теории; 3) НС на базе двунаправленной ассоциативной памяти; 4) Самоорганизующиеся карты.

2.3.2 Нейронные сети типа Многослойный Персептрон

В данном подразделе с достаточной степенью подробности описаны математические основы НС типа МП, поскольку НС составляют основу методов решения обратной задачи восстановления всех параметров, не только Q и W . Многослойный персептрон представляет собой универсальный аппроксиматор, позволяющий сколь угодно точно аппроксимировать зависимость выходных сигналов от входных параметров.

В общем виде задача спутникового дистанционного зондирования может быть сформулирована как восстановление геофизических параметров P_i $\{i = 1, \dots, N$; где N – число параметров} по данным измерений (в нашем случае, это измерения AMSR2) S_j $\{j = 1, \dots, M$; где M – число измерений прибора). Математически обратная задача может быть записана в виде:

$$P = f(S) \quad (2.10)$$

Задачи дистанционного зондирования такого класса сводятся к определению функции f . Эту задачу решают НС типа МП. Наиболее распространенным методом настройки является метод обратного распространения ошибок. На языке НС это, так называемые, задачи наилучшей аппроксимации. Суть НС подхода в задачах наилучшей аппроксимации заключается в построении нелинейной функции f , связывающей входные параметры задачи S_j с выходными параметрами P_i на основании имеющихся эмпирических связей. Связь входных и искомых параметров осуществляется через один или более скрытых уровней. Каждый такой уровень состоит из определенного количества обрабатывающих узлов – нейронов.

Пусть модель МП состоит из уровня входных параметров ($i = 1, \dots, N$), L скрытых уровней, каждый из которых содержит K_l нейронов, и уровня выходных параметров ($j = 1, \dots, M$). Каждый нейрон k уровня l обрабатывает информацию, пришедшую с уровня $l - 1$: суммирует взвешенные результаты обработки уровня $l - 1$ (линейная часть обработки), трансформирует ее с помощью выбранной активационной функции g (нелинейная часть обработки) и передает на вход следующего уровня $l + 1$.

Если мы рассмотрим k -й нейрон уровня l , то линейная часть обработки нейрона трансформирует входящий в него вектор $\{n^{l-1}_1, n^{l-1}_2, \dots, n^{l-1}_a, \dots, n^{l-1}_{K_{l-1}}\}$ в x^l_k :

$$x^l_k = \sum_{a=1}^{K_{l-1}} w^l_{ka} \cdot n^{l-1}_a + b^l_k, \quad (2.11)$$

где w^l_{ka} – весовые коэффициенты, характеризующие вес связи нейрона k уровня l с нейроном a уровня $l - 1$; b^l_k – линейные смещения. Весовые коэффициенты и смещения определяют обрабатывающие свойства каждого нейрона. После формирования x^l_k активационная функция g преобразует x^l_k в n^l_k :

$$n^l_k = g(x^l_k), \quad (2.12)$$

где n^l_k представляет собой выход нейрона k уровня l , поступающий на вход нейронов уровня $l + 1$. Вся процедура начинается с уровня входных параметров, который, как правило, не обрабатывается, а передает значения параметров как таковые, на 1-й скрытый уровень нейронов. Пройдя систему скрытых уровней, преобразованная информация поступает на последний уровень – уровень искомым параметров.

Задача НС – из входного вектора измерений S получить вектор параметров P . Построенная НС представляет собой функциональную связь вида:

$$P = f(w, b, g, S). \quad (2.12)$$

Таким образом, вид функции f в зависимости (2.12) будет определяться набором весовых коэффициентов и смещений и типом выбранной нелинейной функции g .

В случае использования линейных активационных функций оператор может воспроизвести произвольную линейную операцию над входным вектором. Такие сети просты в настройке и обучении, но их применение весьма ограничено вследствие невозможности осуществления такой сетью нелинейных операций и введения ограничений и априорных предположений о выходном сигнале.

Для решения сложных нелинейных задач обычно используются нейронные сети с гладкими и дифференцируемыми функциями активации. В качестве функции g часто применяется одна из сигмоидальных функций (область значений которых ограничена интервалом $[-1; +1]$). В данной работе в качестве активационной функции использовался гиперболический тангенс. Задача настройки НС на основе МП при выбранной фиксированной топологии (заданными количеством уровней L , числом узлов на каждом уровне K_l и активационной функцией g) заключается в нахождении такого набора весовых коэффициентов и смещений, которые максимально

приближали бы значения параметров, полученные с использованием функции f , к используемым при настройке. Настроечный набор совмещенных измерений и служит для составления оценочной функции F :

$$F = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^{N_{\text{изм}}} (P_{nm} - f(w, b, g, S_n))^2, \quad (2.13)$$

представляющей собой сумму квадратов разностей между определенными при помощи НС и полученными путем прямых измерений параметрами, рассчитанную по всем измерениям и по всем параметрам. Набор весовых коэффициентов и смещений, обеспечивающий минимум функции F , определит окончательный вид функции $f(S)$, при помощи которой для любого вектора независимых измерений S можно рассчитать параметры P .

В данной работе было создано программно-математическое обеспечение на языке программирования Fortran, позволяющее проводить настройку НС типа МП произвольной конфигурации с обратным распространением ошибок. Настройка во всех методах проводилась до конца на настроечном наборе данных. Критерием оптимальности выбора НС модели служил минимум абсолютного значения среднеквадратичной ошибки $S_{\text{тест}}$, рассчитанной на тестирующем наборе данных. Было показано, что в определенном диапазоне значений числа нейронов n в скрытом уровне вариации этого числа не влияют существенно на значения $S_{\text{тест}}$.

Задача выбора начальных значений для набора весовых коэффициентов и смещений является неоднозначной. Существует несколько подходов к ее решению, и все они базируются на случайном выборе $\{w, b\}_{\text{нач}}$. Принципиальный момент при таком выборе заключается в реализации такой области значений функции активации, представляющей нелинейную часть обработки нейронов, чтобы она была далека от насыщения. В противном случае $\partial F / \partial z$ окажется близкой к нулю и процесс настройки прекратится, не начавшись. Чтобы избежать подобной ситуации используются разные схемы масштабирования исходных данных. В данной работе использовалось

масштабирование как радиояркостных температур, так и параметров – путем деления на максимальное значение. Этим достигалось повышение скорости настройки НС. Анализ результатов тестирования свидетельствует, что, за исключением резких выбросов среднеквадратичных ошибок σ , которые характерны для далеких от абсолютного минимума значений F , все локальные минимумы, полученные при разных реализациях $\{w, b\}_{\text{нач}}$ близки друг к другу, с разницей, не превышающей нескольких процентов.

2.3.3 Оптимальная конфигурация нейронных сетей

Выбор входных параметров НС (обозначим каналы AMSR2 радиометра T18H, T18V, T23H, T23V, T36H, T36V, T89H, T89V для измерений на частотах 18.7, 23.4, 36.5 и 89 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризаций соответственно) определялся анализом чувствительности T_y к Q и W , основанным на результатах модельных расчетов. Высокочастотные каналы T89H, T89V были сразу исключены из метода вследствие их низкой чувствительности в областях высоких значений Q и W (из-за насыщения), так же, как и каналы на частотах 6.9 и 10.65 ГГц, как обладающие низкой чувствительностью во всем диапазоне изменчивости Q и W . Первоначально использовались все оставшиеся каналы, хотя впоследствии было оставлено 4 наиболее информативных канала - T18H, T23H, T23V, T36H – для восстановления влагозапаса атмосферы и T18H, T23V, T36H, T36V – для восстановления водозапаса облаков без потери результирующей точности восстановления параметров. Результирующая среднеквадратичная ошибка оценки, полученная на тестирующем наборе данных, рассматривалась в качестве основной характеристики алгоритмов. Тестировались НС с различным количеством нейронов. Результаты тестирования показали, что наименьшее значение σ достигается при использовании НС с одним скрытым уровнем, состоящим из 5 нейронов для обоих параметров. Схемы

оптимальных НС для восстановления Q и W по данным AMSR2 представлены на рисунке 2.3.

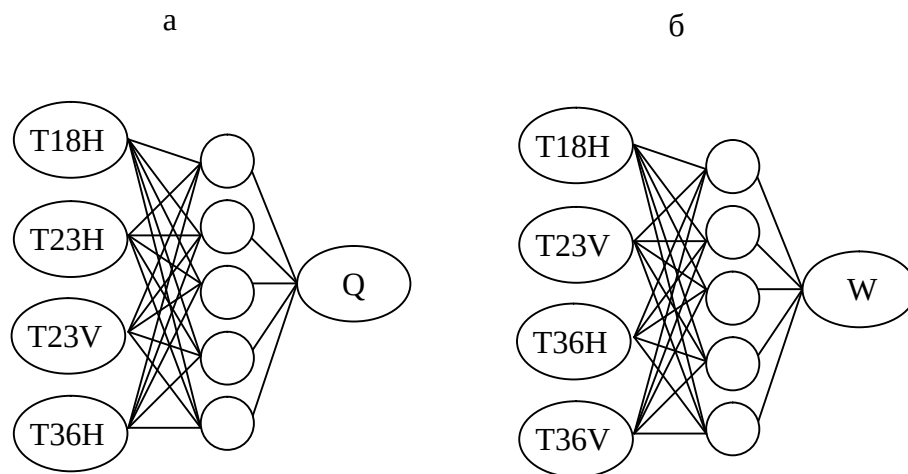


Рисунок 2.3. Оптимальные конфигурации нейронных сетей, используемые в алгоритмах восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным измерений AMSR2.

При применении настроенных НС к модельным значениям T_y ошибка восстановления Q составила 1.0 кг/м^2 , а ошибка восстановления W составила 0.05 кг/м^2 для настроенного и тестирующего набора данных.

Диаграмма разброса восстановленных по модельным T_y значений Q' от измеренных Q_0 для тестирующего набора данных показана на рисунке 2.4(а). В области высоких ($> 40 \text{ кг/м}^2$) значений влагозапаса ошибки НС алгоритма увеличиваются (рисунок 2.4(б)). Для $Q > 40 \text{ кг/м}^2$ среднеквадратичная ошибка $\sigma_Q = 1.4 \text{ кг/м}^2$. Видно, что в тропических регионах, для которых характерны столь высокие значения влагозапаса, коэффициент корреляции восстановленных значений от измеренных радиозондом остается высоким ($R_Q = 1$), однако появляется систематическое смещение – алгоритм начинает завышать истинные значения влагозапаса. Величина смещения равна 3.3 кг/м^2 .

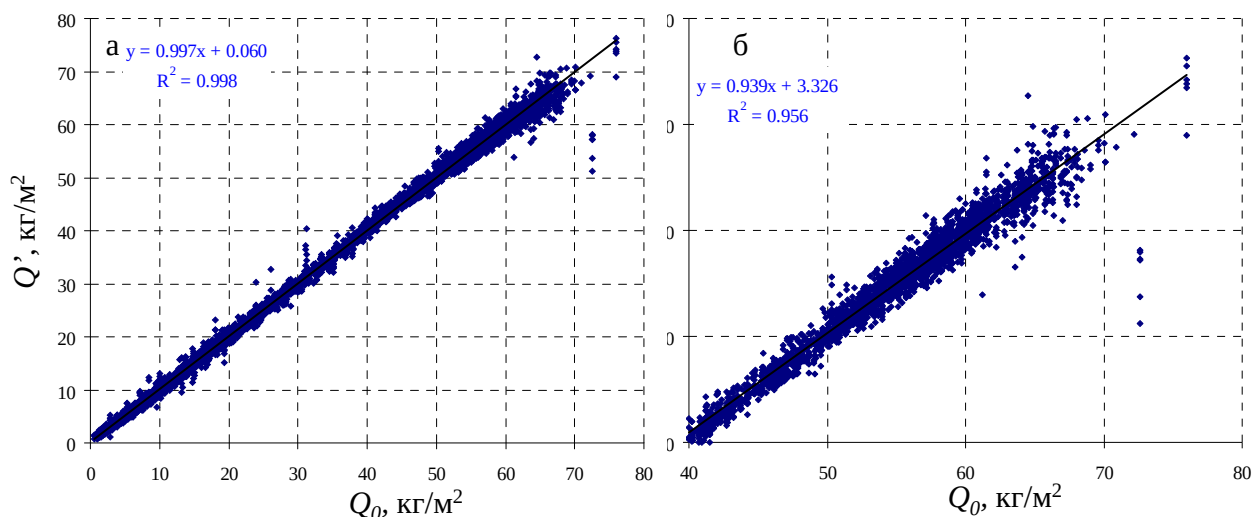


Рисунок 2.4. Диаграмма разброса влагозапаса атмосферы Q' , восстановленного с помощью НС алгоритма по данным измерений AMSR2, от рассчитанного по измерениям влажности атмосферы Q_0 : (а) – для всей области изменчивости влагозапаса; (б) для тропических регионов с $Q > 40 \text{ кг/м}^2$.

Следует отметить, что приведенные характеристики работы алгоритма ($\sigma_Q = 1.0 \text{ кг/м}^2$, смещение $b_Q = 0.06 \text{ кг/м}^2$ и коэффициент корреляции $R_Q = 0.998$, рассчитанные для всех данных) характеризуют лишь способность настроенной НС-функции решать обратную задачу – восстанавливать влагозапас атмосферы из расчетных значений $T_{\text{я}}$ микроволнового излучения системы океан-атмосфера. Фактическая погрешность работы алгоритма, которая будет свидетельствовать не только о точности математического метода решения обратной задачи, но и об адекватности радиационно-метеорологической модели, должна рассчитываться с использованием спутниковых измерений $T_{\text{я}}$ и сопутствующих измерений влагозапаса. Оценка фактической погрешности метода описана в следующем подразделе.

Диаграмма разброса восстановленных по модельным $T_{\text{я}}$ значений W' от измеренных (под «измеренными» в данном случае понимаем интегрированную модельную водность облаков) W_0 для тестирующего

набора данных показана на рисунке 2.5(а). Так же, как и для влагозапаса атмосферы, в области высоких ($> 1 \text{ кг/м}^2$) значений водозапаса облаков ошибки НС алгоритма увеличиваются (рисунок 2.5(б)). Для $W > 1 \text{ кг/м}^2$ среднеквадратичная ошибка $\sigma_W = 0.19 \text{ кг/м}^2$. Для кучевых облаков большого водозапаса коэффициент корреляции восстановленных значений водозапаса от измеренных остается высоким ($R_W = 0.975$), но появляется систематическое смещение, равное 0.044 кг/м^2 .

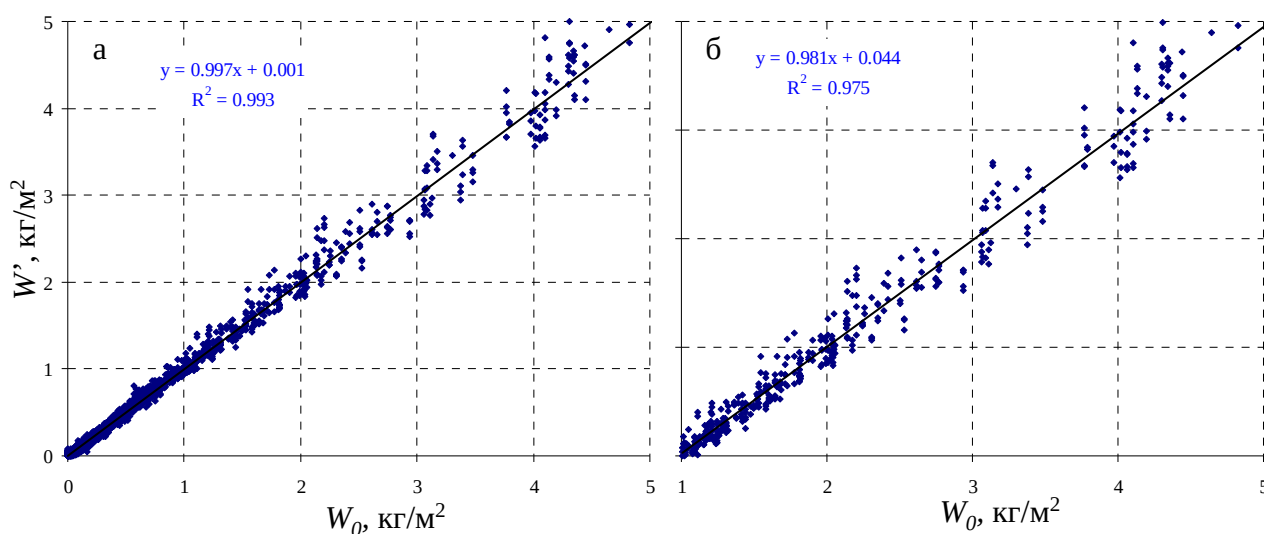


Рисунок 2.5. Диаграмма разброса водозапаса облаков W' , восстановленного с помощью НС алгоритма по данным измерений AMSR2, от рассчитанного по модельным значениям водности облаков W_0 : (а) – для всей области изменчивости водозапаса; (б) для облачности большого водозапаса с $W > 1 \text{ кг/м}^2$.

2.4 Валидация методов

2.4.1 Валидация алгоритма восстановления влагозапаса атмосферы

Валидация метода восстановления влагозапаса атмосферы проводилась с использованием прямых независимых измерений влажности радиозондами. Данные радиозондирования были получены с сайта университета Вайоминг (<http://weather.uwyo.edu/upperair/>). Использовались данные трех островных

станций в полярном регионе - Jan Mayen (70.9°С.Ш., 8.7°З.Д.), Vjornoya (74.5° С.Ш., 19.0°В.Д.), Torshavn (62°С.Ш., 6.8° З.Д.) - и одной островной станции в тропических широтах Pago Pago (14.33° Ю.Ш., 170.71°З.Д.). Условием выбора станций радиозондирования являлись: а) небольшие размеры острова – для уменьшения влияния суши на работу алгоритма и б) высота над уровнем моря, не превышающая 10-20 метров над уровнем моря. Отличительной особенностью измерений радиозондов на этих станциях является высокое вертикальное разрешение: один радиозонд измеряет параметры атмосферы на более чем 90 уровнях, что повышает точность расчета влагозапаса по данным радиозондирования. Пространственное совмещение в пределах 50 км проводилось таким образом, чтобы диаграмма лепестков антенны не захватывала участков суши.

Все четыре станции проводят измерения 2 раза в сутки - в 0:00 и 12:00 Гр., что позволяет провести тестирование как для ночных, так и для дневных витков измерений AMSR2. Выбор станций был обусловлен не только размерами станций и высотой над уровнем моря, но и временем измерений AMSR2. Для валидации метода необходимо, чтобы время измерений радиометра (пролета спутника GCOM-W1 над станцией) было близко к в 0:00 или к 12:00 Гр. Отбирались данные с разницей во времени измерений в пределах полутора часов.

Для расчета влагозапаса атмосферы по данным измерений радиозондов $Q_{p/3}$ измеренная относительная влажность была пересчитана в абсолютную и интерполирована между уровнями методом кубических сплайнов. Расчеты влагозапаса атмосферы отличаются на 2-5% при одном и том же профиле относительной влажности в зависимости от формулы пересчета относительной влажности в абсолютную и от метода интерполяции значений влажности между уровнями. Этот разброс в расчетах растет с уменьшением вертикального разрешения. Были использованы 2 года измерений – с 1 января 2013 по 31 декабря 2014.

Особое внимание было уделено тщательному отбору данных для валидации и исключению из рассмотрения случаев прохождения над станцией резких атмосферных фронтов. Для этого построенные поля влагозапаса атмосферы визуально анализировались и из валидационного массива исключались даже данные с разницей в измерениях в пределах нескольких минут. При прохождении фронта над станцией даже небольшая разница между временем запуска радиозонда и радиометрическим измерением приведет к смене воздушных масс и изменению значения влагозапаса атмосферы.

Для иллюстрации подобных ситуаций на рисунке 2.6 приведены поля влагозапаса атмосферы, восстановленного по данным AMSR2, иллюстрирующие случаи прохождения атмосферных фронтов над станциями Jan Mayen и Bjornoya. Чем больше разница во времени измерений, тем более удаленные фронты должны быть учтены – в зависимости от скорости и направления ветра.

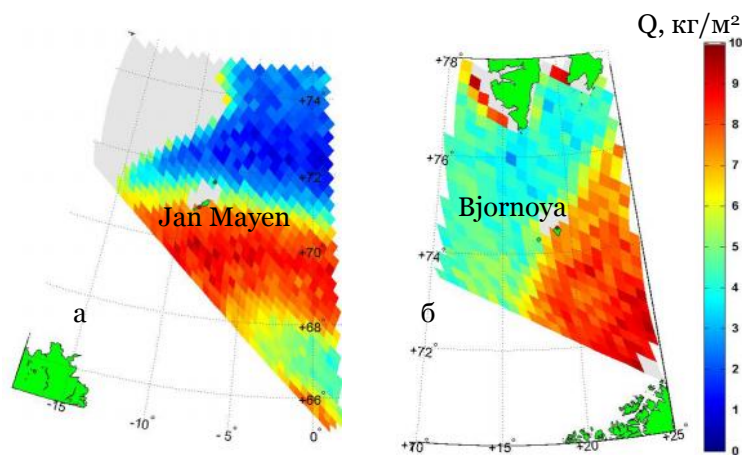


Рисунок 2.6. Поля влагозапаса атмосферы при прохождении над станциями атмосферных фронтов: (а) – над станцией Jan Mayen 5 января 2013 года в 13:20 Гр.; (б) – над станцией Bjornoya 3 ноября 2013 года в 12:10 Гр.

Пиксели, используемые для восстановления Q_{AMSR2} , выбирались на расстоянии ~ 50 км от станции чтобы избежать повышения радиояркостной температуры, вызванного влиянием попадания элементов суши в диаграмму направленности радиометра. Всего было использовано ~ 490 сопутствующих измерений. Результирующие значения восстановленного влагозапаса Q_{AMSR2} сравнивались с $Q_{\text{p/з}}$.

Диаграмма разброса Q_{AMSR2} от $Q_{\text{p/з}}$ для станции Pago Pago в тропических широтах и станций Jan Mayen, Bjornoya и Torshavn в полярных широтах представлена на рисунке 2.7.

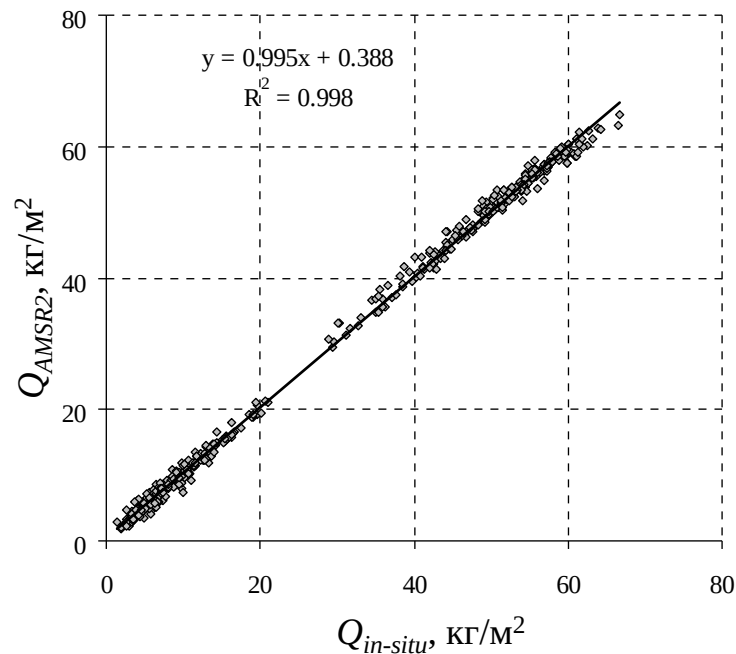


Рисунок 2.7. Диаграмма разброса восстановленных по данным AMSR2 значений интегральной влажности атмосферы Q_{AMSR2} от рассчитанных по измерениям радиозондов значений $Q_{\text{p/з}}$.

Анализ результатов позволяет сделать вывод, что в тропических районах, характеризующихся высокими значениями Q (среднее значение Q для станции Pago Pago составило 50.1 кг/м^2) метод обладает погрешностью $\sim 1.14 \text{ кг/м}^2$ (2.3%), а в полярных районах, характеризующихся низкими значениями Q (среднее значение $Q \sim 10.3 \text{ кг/м}^2$), погрешность составляет

$\sim 0.68 \text{ кг/м}^2$ (6.6%). Погрешность, рассчитанная с использованием всех данных $\sigma = 1.0 \text{ кг/м}^2$, что хорошо согласуется с результатами тестирования с использованием данных численного эксперимента.

Поскольку методы разработаны для исследования экстремальных явлений, отдельная валидация метода восстановления влагозапаса была проведена для условий экстремальных ветров в тропических циклонах. Для этого были использованы измерения влагозапаса GPS для специально отобранных случаев прохождения ТЦ над несколькими станциями GPS (CNMR, SA42, SA40, ASPA) в тропических районах, при которых скорости ветра превышали 15 м/с. Всего было использовано около 150 таких отобранных случаев за период 2012 – 2015 гг. Погрешность метода при $V > 15 \text{ м/с}$ составила 1.7 кг/м^2 , в то время как погрешность готового спутникового продукта RSS (remss.com), основанного на использовании тех же измерений AMSR2, и рассчитанная с использованием тех же данных, оказалась равной 3.5 кг/м^2 , т.е. в два раза выше.

Иллюстрация применения алгоритма восстановления влагозапаса атмосферы в условиях, характеризующихся скоростями ветра $V > 15 \text{ м/с}$, приведена на рисунке 2.8, на котором показано поле скорости приводного ветра и поле влагозапаса атмосферы, восстановленные по данным AMSR2 (метод восстановления скорости приводного ветра описан в главе 5), в условиях тайфуна Nangka 9 июля 2016 г.. Согласно данным Best Track скорость ветра в районе станции GPS станции CNMR в 3:30 Гр. достигала 33 м/с. Ветер по данным AMSR2 составил 32 м/с. Влагозапас атмосферы по данным GPS в 3:15 Гр. равен 64.8 кг/м^2 , что находится в хорошем соответствии с $Q_{\text{AMSR2}} = 62.8 \text{ кг/м}^2$. Области с высоким атмосферным поглощением, в которых восстановление влагозапаса не представляется возможным (осадки), замаскированы (пиксели белого цвета).

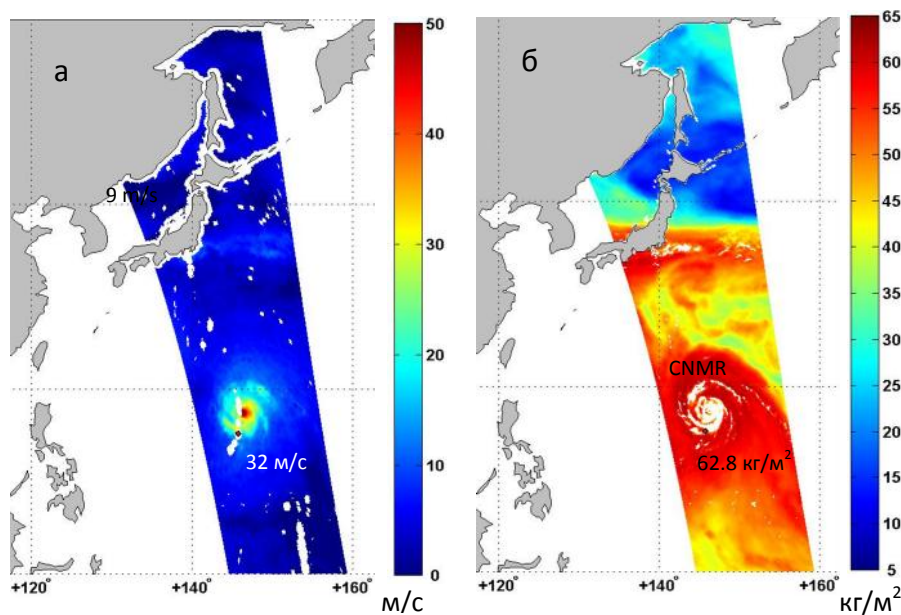


Рисунок 2.8 (а) поле скорости приводного ветра, (б) поле влагозапаса атмосферы, восстановленные по данным AMSR2 в условиях тайфуна Nangka 9 июля 2016 г. ~ 3:30 Гр.

2.4.2 Валидация алгоритма восстановления водозапаса облаков

Оценка точности определения водозапаса облаков W с использованием независимых измерений водозапаса затруднительна. Чаще всего валидация алгоритмов определения водозапаса облаков осуществляется либо исключительно с использованием данных численного моделирования (на данных модельных значений водозапаса, использованных при моделировании T_j). Однако, при использовании при валидации результатов численного эксперимента можно говорить лишь о точности оператора решения обратной задачи. Иногда валидацию проводят с использованием значений водозапаса облаков, восстановленных по данным наземных микроволновых радиометров. Последние сами по себе обладают большими погрешностями. Косвенное тестирование алгоритма определения водозапаса облаков проводится путем сравнения полей водозапаса с изображениями видимого и инфракрасного диапазонов. Для тестирования метода оценки

водозапаса облачности в данной работе была использована косвенная валидация, основанная на качественном сопоставлении полей водозапаса облаков с инфракрасными и видимыми изображениями спектрорадиометра Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). На основании ~ 350 построенных полей водозапаса облаков и квазисинхронных (в пределах полутора часов) изображений AVHRR ИК диапазона был сделан вывод об адекватной диагностике методом облачности, то есть, при отсутствии облаков на снимках AVHRR наблюдались нулевые ($\pm 0.05 \text{ кг/м}^2$) значения водозапаса, восстановленного по данным AMSR2. Пример такого сопоставления, с временной разницей 20 минут, иллюстрирующий адекватную работу алгоритма, приведен на рисунке 2.9.

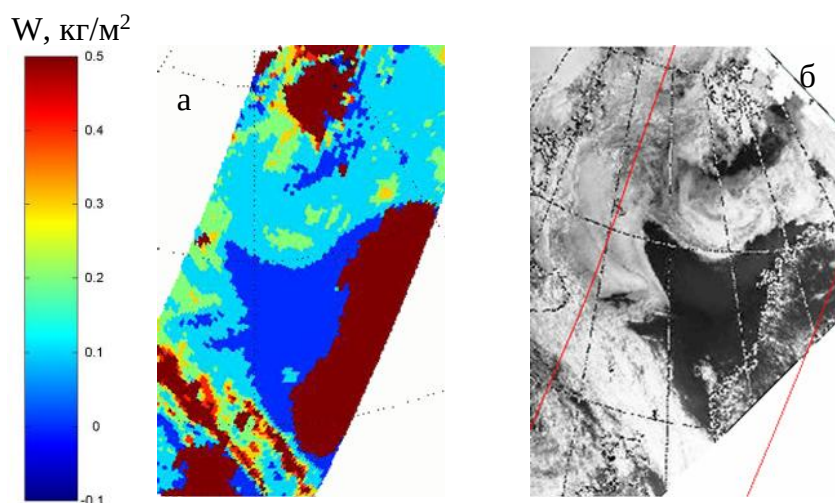


Рисунок 2.9. (а) Поле водозапаса облаков W_{AMSR2} , восстановленного по данным AMSR2 1 июля 2015 $\sim 12:50$ Гр.; (б) Инфракрасное изображение спектрорадиометра AVHRR 1 июля 2015 $\sim 12:30$ Гр.

2.5 Метод фильтрации осадков по данным радиометра AMSR2 на основании оценки интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц

2.5.1 Алгоритм оценки интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц

Проблема фильтрации осадков при интерпретации данных измерений спутниковых микроволновых радиометров приобретает наибольшую значимость при исследовании экстремальных погодных явлений. Большинство оперативных центров хранения и обработки данных при фильтрации оптически плотной атмосферы используют либо пороговые значения восстановленного водозапаса облаков (RSS), либо пороговые значения поляризационной разницы в измерениях на тех частотах, на которых излучение обладает большой чувствительностью к жидкокапельной влаге облаков или осадков (JAXA). В случае интерпретации измерений радиометра AMSR2 это измерения на каналах 36.5 ГГц. Ни тот, ни другой подходы не позволяют сузить маску оптически плотной атмосферы до объективного минимума. Информация о водозапасе облаков сама по себе, без влагозапаса атмосферы, недостаточна для представления об интегральном поглощении в атмосфере. Кроме того, при восстановлении W погрешности растут с ростом V . Поляризационная же разность измерений, используемая чаще всего при маскировании осадков, сама по себе является функцией приводного ветра. Это несложно проиллюстрировать, упрощая уравнение (2.3). В предположении равенства восходящего и нисходящего атмосферного излучения (T_a) и представив коэффициент излучения океана как:

$$c^{B,\Gamma}(V) = c_0^{B,\Gamma} + a^{B,\Gamma} \cdot V, \quad (2.14)$$

где $c_0^{B,\Gamma}$ – коэффициент излучения спокойной поверхности, Γ – индекс горизонтальной поляризации, B – индекс вертикальной поляризации, $a^\Gamma \gg a^B$, получим для поляризационной разницы следующее выражение:

$$\Delta T_y = (T_{ок} - T_a) \cdot (c_0^B - c_0^\Gamma) - (T_{ок} - T_a) \cdot (a^B - a^\Gamma) \cdot V \cdot e^{-t/m}, \quad (2.15)$$

И хотя на самом деле зависимость коэффициента излучения от океана является сложной нелинейной функцией, выражение (2.15) является достаточно хорошим приближением для любого выбранного интервала скоростей ветра, чтобы проиллюстрировать, что поляризационная разность в измерениях уменьшается, и существенно, с ростом ветра. Это приводит к тому, что при использовании данного фильтра замаскированными оказываются все области сильных ветров даже при оптически прозрачной атмосфере. Рисунок 2.10 иллюстрирует зависимость поляризационной разности в измерениях на 36.5 ГГц от интегрального поглощения в атмосфере на частоте 10.65 ГГц при разных скоростях приводного ветра, полученную на основании модельных расчетов T_y и t .

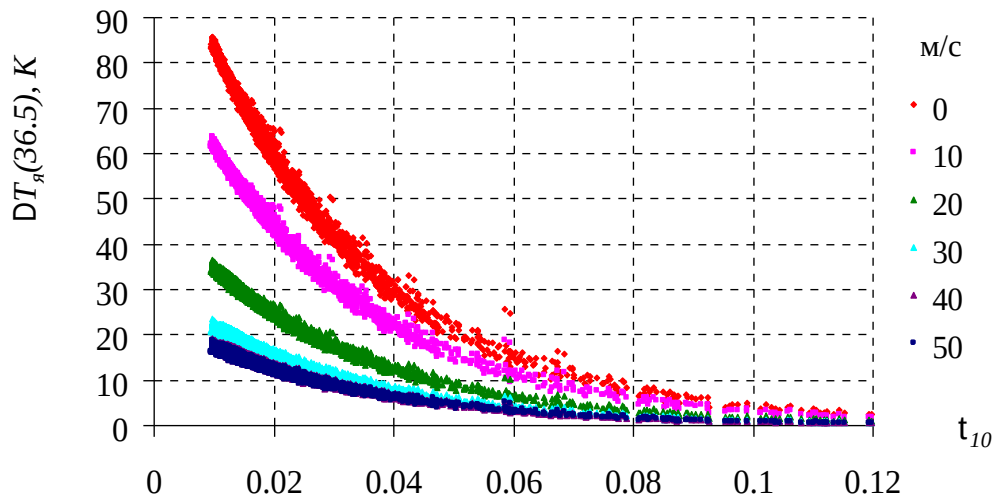


Рисунок 2.10 Зависимость поляризационной разности в измерениях на 36.5 ГГц от интегрального поглощения в атмосфере на частоте 10.65 ГГц при разных скоростях приводного ветра.

Очевидно, что уже при скоростях ветра выше 20 м/с порог поляризационной разности $\Delta T_{\text{я}}(36.5\text{ГГц})$ в 40К, используемый JAXA, отфильтрует все области независимо от плотности атмосферы.

Метод фильтрации оптически плотных атмосфер, разработанный в данной работе, основан на использовании пороговых значений интегрального атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц t_{10} . Интегральное атмосферное поглощение на данной частоте восстанавливается по данным измерений AMSR2 на каналах измерений на частотах 10.65, 18.7 и 23.8 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации. Метод восстановления аналогичен методу восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, т.е. использует модельные значения радиоярких температур и расчетные значения поглощения t_{10} для настройки НС алгоритма оценки t_{10} . Оптимальная нейронная сеть состоит из одного скрытого уровня из 5 обрабатывающих нейронов. Теоретическая погрешность восстановления атмосферного поглощения равна 0.0013 (относительная погрешность 3%).

Пороговые значения t_{10} слегка изменяются с пересчетом массивов спутниковых измерений AMSR2. Периодически центр данных службы поддержки пользователей GCOM-W1 выпускает новые релизы калиброванных $T_{\text{я}}$, что ведет к необходимости пересмотра пороговых значений t_{10} . В настоящее время в спутниковых продуктах ЛСО применяется порог $t_{10} = 0.08$. При значениях водозапаса облаков, ведущих к превышению t этого порога, высока вероятность образования осадков, поэтому метод можно считать методом фильтрации осадков. Применение данного метода фильтрации оптически плотных атмосфер для более 500 случаев внетропических и полярных циклонов позволило уменьшить маскирование в областях сильных ветров ($V > 15$ м/с) на 20% по сравнению с маской, используемой в RSS, и на 50% по сравнению с маской, используемой в продуктах JAXA.

2.5.2 Применение метода при изучении экстремальных погодных явлений, связанных с развитием штормовых ветров

Проиллюстрируем достоинства нового метода фильтрации осадков на примере рассмотрения полярного циклона в Северном море 15 декабря 2015 г. Данный ПЦ был отобран для иллюстрации применения метода, поскольку для него было получено большое количество *in-situ* измерений скорости ветра с нефтяных платформ, подтверждающих высокую точность алгоритма восстановления ветра, описываемого в главе 5, в области экстремальных значений.

Анализ карт приземного анализа German National Meteorological Service выявил несколько мезомасштабных циклонов (МЦ), образовавшихся на волнах фронта окклюзии, связанного с глубоким циклоном (давление 965 мБ) с центром 54°С.Ш., 31°З.Д. вечером 14 декабря 2015 г. Самый восточный МЦ в ночь с 14-го на 15 декабря быстро эволюционировал в исключительно интенсивный ПЦ под влиянием береговой орографии западной части Северного моря. Максимальные ветра по данным AMSR2, полученные путем применения алгоритма, описанного в главе 5, 15 декабря 2015 в ~ 3:05 Гр. достигали 28 м/с. На рисунке 2.11 изображены поля скорости приводного ветра позднее, 15 декабря в дневное время: (а) восстановленные по данным AMSR2 разработанным НС-алгоритмом, (б) стандартный продукт по ветру AMSR2 GCOM-W1 JAXA, (в) стандартный продукт RSS WindSat (AMSR2 данные для этого случая в RSS недоступны).

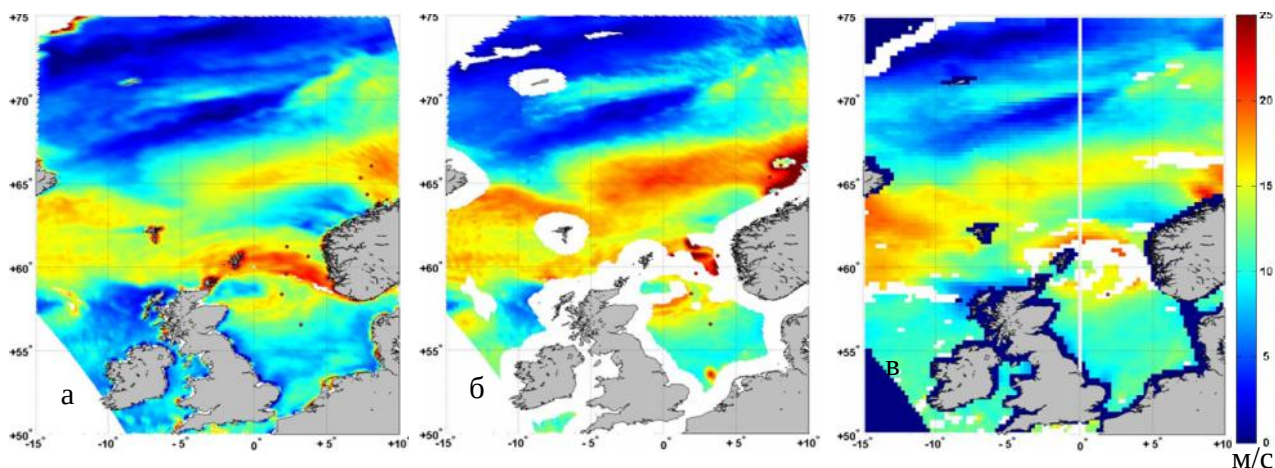


Рисунок 2.11. Поля ветра в ПЦ в Северном море 15 декабря 2015 г.: (а) восстановленные по данным AMSR2 разработанным НС-алгоритмом 12:40 Гр., (б) стандартный продукт по ветру AMSR2 GCOM-W1 JAXA 12:40 Гр., (в) стандартный продукт RSS WindSat 17:10 Гр.

Из рисунка 2.11 видно, что оба альтернативных спутниковых продукта маскируют всю области сильных ветров. В то время, как фильтр, основанный на применении порога на восстановленные значения атмосферного поглощения, оставляет всю область ПЦ доступной для использования алгоритмов. Процент замаскированных пикселей для выделенной области максимального развития ПЦ (56-60°С.Ш., 0-4°В.Д.) 45.6% в 07:20 Гр. и 30.5% в 17:10 Гр. для продукта RSS WindSat; 71.5% в 03:04 Гр. и 31.7% в 12:40 Гр. для продукта GCOM-W1 и только 0.3% в 03:04 Гр. и 0.6% в 12:40 Гр. при использовании разработанного метода. Верификация корректной работы алгоритма восстановления скорости ветра была проведена на основании сопоставления с измерениями ветра с нефтяных платформ и подробнее описана в главе 5.

Проверка корректной работы алгоритма восстановления Q в областях, замаскированных альтернативными продуктами, основана на сопоставлении с измерениями Q на станциях радиозондирования в пределах часовой разницы во времени. На рисунке 2.12 показаны поля Q , восстановленные по данным AMSR2 14 и 15 декабря и измерения на 4-х станциях

радиозондирования в Северном и Норвежском морях (01400 Ekofisk, 06011 Torshavn, 03005 Lerwick and 01001 ENJA Jan Mayen). В случае отсутствия атмосферного фронта вблизи станции корреляция между измерениями составляет 0.93.

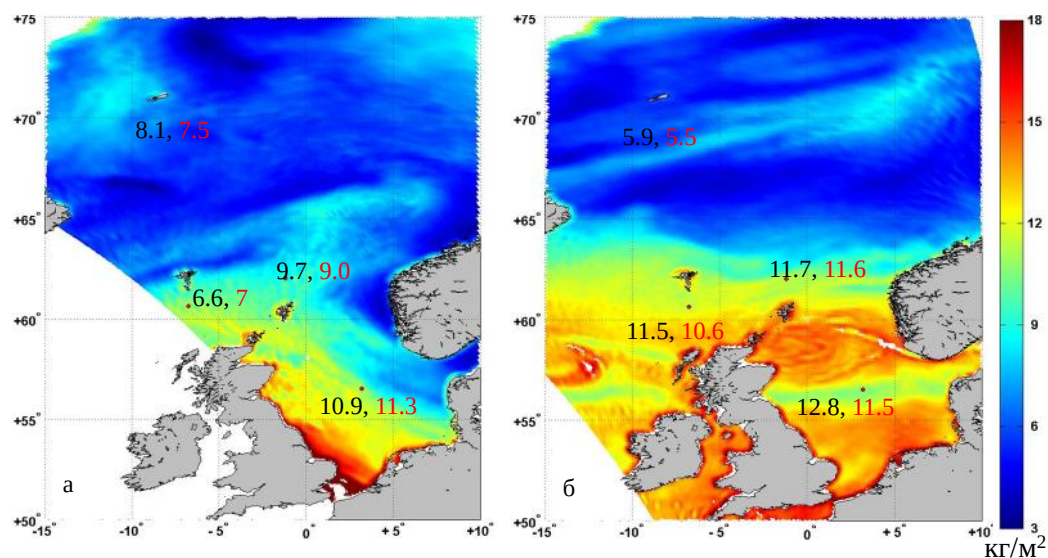


Рисунок 2.12 Поля влагозапаса атмосферы Q , восстановленные по данным AMSR2 в ПЦ в Северном море: (а) 14 декабря 2012, 11:55 Гр.; (б) 15 декабря 2012, 12:40 Гр. Черные числа показывают результаты измерений Q на станциях радиозондирования красные - результаты измерений AMSR2.

ГЛАВА 3 КАЛИБРОВКА РАДИОЯРКОСТНЫХ ТЕМПЕРАТУР СПУТНИКОВЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРОВ

3.1 Проблемы калибровки сканирующих многоканальных радиометров

Рабочая группа по калибровке и валидации микроволновых измерений при Международном Комитете по спутникам наблюдения Земли CEOS, дает определение калибровки как «процесса количественного определения отклика спутникового инструмента на известные контролируемые входные сигналы». Информация о калибровке содержится в формуле калибровки или в калибровочных коэффициентах, которые затем используются для преобразования выходных сигналов инструментов (отсчетов) в физические единицы [Митник and Митник, 2016].

Вопросы разработки и надлежащей калибровки радиометрической аппаратуры имеют непосредственное отношение к реализации возможностей спутниковой микроволновой радиометрии по решению задач оценки геофизических параметров. Методы радиометрической диагностики получили развитие лишь тогда, когда были разработаны высокочувствительные приемные устройства. Не меньшую значимость для развития методов имеет и калибровка приборов. Поскольку микроволновым излучением обладают все без исключения объекты, корректное выделение полезного сигнала из всего излучения, принятого антенной, является основополагающим фактором успешной калибровки, а, значит, и возможности количественной оценки параметров атмосферы и океана.

Рисунок 3.1 схематично иллюстрирует различные источники микроволнового излучения, принимаемого рупорным устройством радиометра.

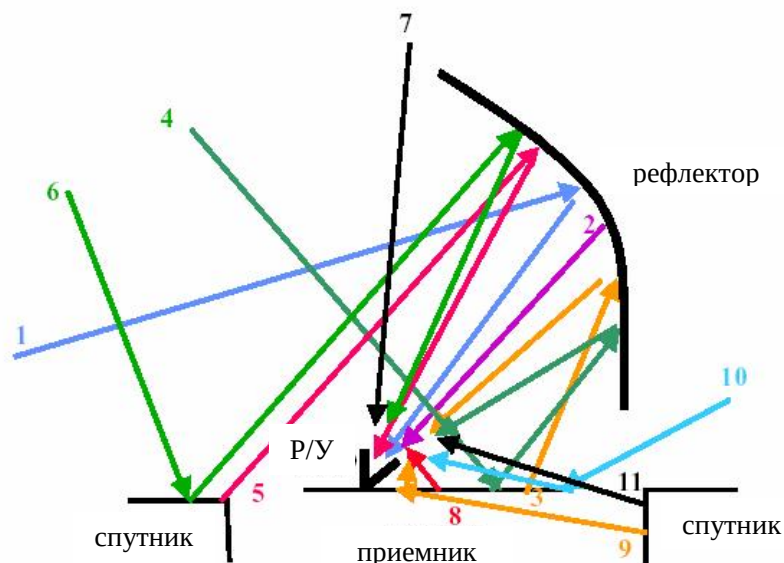


Рисунок 3.1 Микроволновое излучение, принимаемое рупорным облучателем радиометра: 1 - полезный сигнал; 2 - излучение параболического рефлектора; 3 - излучение приемника, собранное рефлектором; 4 - излучение вне пределов главного лепестка диаграммы направленности антенны, собранное рефлектором; 5 - излучение элементов конструкции спутника, собранное рефлектором; 6 - внешнее излучение, отраженное элементами конструкции спутника и собранное рефлектором; 7 - внешнее излучение; 8 - излучение приемника; 9 - излучение элементов конструкции спутника, отраженное приемником и собранное рефлектором; 10 - внешнее излучение, отраженное элементами конструкции приемника; 11 - излучение элементов конструкции спутника

Для калибровки шкалы прибора обычно используют две согласованные нагрузки: «горячую» и «холодную» с известными термодинамическими температурами. Холодным эталоном является реликтовое космическое излучение, принимаемое небольшой рупорной антенной. Радиояркостьная температура этого излучения равна $T_{хол} = 2.73$ К. В качестве горячего эталона $T_{гор}$, используется согласованная нагрузка, нагретая до температуры 320-340 К - выше, чем регистрируемые $T_{я}$ уходящего излучения системы подстилающая поверхность Земли - атмосфера. Температура горячего

эталоны, измеряемая системой термопар, нестабильна, в частности, из-за различного нагрева солнцем. В зарубежных спутниковых радиометрических системах работы по калибровке начинаются до и продолжаются после запуска прибора. По мере уточнения/изменения калибровки пересчитываются и калибровочные константы, и все массивы данных. Например, JAXA выпустила уже 3-й релиз массивов AMSR2 $T_{я}$.

Вот почему все на сегодняшний день все оперативные алгоритмы восстановления геофизических параметров настраиваются с учетом параметров антенны, радиометра, орбиты, температурного режима радиометра после запуска, погрешностей калибровки и т.д. Интеркалибровка радиометров SSM/I, SMISS, TMI, WindSat, AMSR-E и AMSR2 выполняется на регулярной основе в RSS.

Сложность получения надежных абсолютных значений радиояркостных температур иллюстрирует тот факт, что значения $T_{я}$ радиометра AMSR2, полученные по методикам калибровки JAXA и RSS, отличаются на 3–5 К. Если в JAXA при калибровке использовались характеристики радиометра, измеренные до запуска, то калибровка RSS в настоящее время основана на значениях $T_{я}$, рассчитанных по модели переноса излучения в системе «подстилающая поверхность – атмосфера» [Hilburn, Gentemann, 2015].

3.2 «Холодная» калибровка, основанная на моделировании уходящего излучения системы «океан-атмосфера»

Модельная калибровка заключается в моделировании радиояркостных температур $T_{я}$, выполнении расчетов $T_{я}$ с использованием известных значений (данных наземных измерений) параметров подстилающей поверхности и атмосферы, определяющих уходящее излучение, и сравнении результатов расчетов с совмещенными в пространстве и во времени спутниковыми измерениями [Wentz and Meissner, 2000]. При модельной калибровке качество используемых данных, корректность пространственно-

временного совмещения приобретают не меньшую значимость, чем адекватность геофизической модели, используемой для расчетов. Именно модельная калибровка была проведена в данной работе для возможности использования методов, настроенных на результатах модельных расчетов, к данным спутниковых измерений. Модельная калибровка была проведена корректировки данных измерений радиометров F16 DMSP SSMIS, Aqua AMSR-E и GCOM-W1 AMSR2. Использовалась не полная, а «холодная» калибровка – для расчета систематических разниц между измерениями и расчетами над районами океанов.

Систематические ошибки между измерениями и расчетами T_a могут являться следствием как неточной инструментальной калибровки, так и неадекватности используемой модели радиационного переноса [Turner, 2004]. Поэтому целью работы по калибровке был одновременно выбор комбинации моделей атмосферного поглощения и излучения океана, обеспечивающей наилучшее воспроизведение измеренных радиометрами AMSR-E, AMSR2 и F16 SSMIS T_a , (для диапазона частот 6 – 37 ГГц) и расчет калибровочных поправок. Данные поправки предназначены для интегрального учета погрешностей моделирования T_a геофизической модели, и неточностей инструментальной калибровки.

Были протестированы различные комбинации моделей, состоящие из 4-х моделей поглощения водяного пара, 2-х моделей поглощения кислорода и 2-х моделей ветровой зависимости коэффициента излучения океана.

Первая модель зависимости излучения от скорости ветра (Ros92) уже продемонстрировала свою способность адекватно воспроизводить ветровой сигнал в диапазоне скоростей ветра до 15 м/с [Bobylev et al., 2010]. Данная модель фактически она является комбинацией нескольких эмпирических моделей. Для моделирования излучения на горизонтальной поляризации используется модель [Rosenkranz, 1992], поскольку она находится в наилучшем соответствии с моделями, упомянутыми в данной статье, и к тому же, дает поправки к коэффициенту излучения (C) как функции скорости ветра

V для всего диапазона частот радиометров SSMIS и AMSR от 6 до 90 ГГц. Для вертикально поляризованного излучения $\partial\epsilon/\partial V$, данная модель использует комбинацию моделей [Rosenkranz, 1992] и [Aziz et al., 2005]. Ее главной особенностью можно считать независимость величины $\partial\epsilon/\partial V$ от скорости ветра. Вторая модель (Chap12), основанная на результатах исследований сотрудников Ifremer, описана в главе 2.

В настоящий момент спектральные параметры для большинства атмосферных газов, включая кислород и водяной пар, доступны в спектральных базах данных. Значения этих параметров не являются абсолютной истиной и различны в различных моделях. Кроме того, во всех спектрах поглощения наблюдается существенное нерезонансное, или «континуальное» поглощение, обусловленное крыльями далеких линий. Улучшение точности учета в моделях этой нерезонансной составляющей, особенно для расчета поглощения водяного пара, составляет в последние годы предмет постоянного внимания исследователей, занимающихся моделированием переноса излучения в атмосфере [Turner et al., 2009]. По результатам анализа опубликованных моделей, было оставлено для сравнения 4 модели спектров поглощения водяного пара [Liebe and Layton, 1987] (Liebe87), [Rosenkranz, 1998] (Ros98), [Clough et al., 2005] (MonoRTM), и модифицированная MonoRTM [Turner et al., 2009] (Turn09), и 2 модели спектров поглощения кислорода [Liebe and Layton, 1987] (Liebe87) and [Makarov et al., 2011] (Tret05). Детальное описание данных моделей может быть найдено в соответствующих публикациях.

Для иллюстрации разницы между моделями поглощения водяного пара на рисунке 3.2 представлены рассчитанные по разным спектральным моделям оптические толщины атмосферы t как функции частоты. Расчеты производились для облачной (интегральный водозапас облаков $W = 0.2 \text{ кг/м}^2$) полярной (низкое значение интегральной влажности $Q = 9.4 \text{ кг/м}^2$) атмосферы для диапазона частот вблизи линии поглощения водяного пара

22.234 ГГц. Модель Liebe87 использована для расчета коэффициента поглощения кислорода во всех случаях. Модель [Liebe *et al.*, 1993] (Liebe93) представлена на рисунке для иллюстрации недооценки t относительно других моделей.

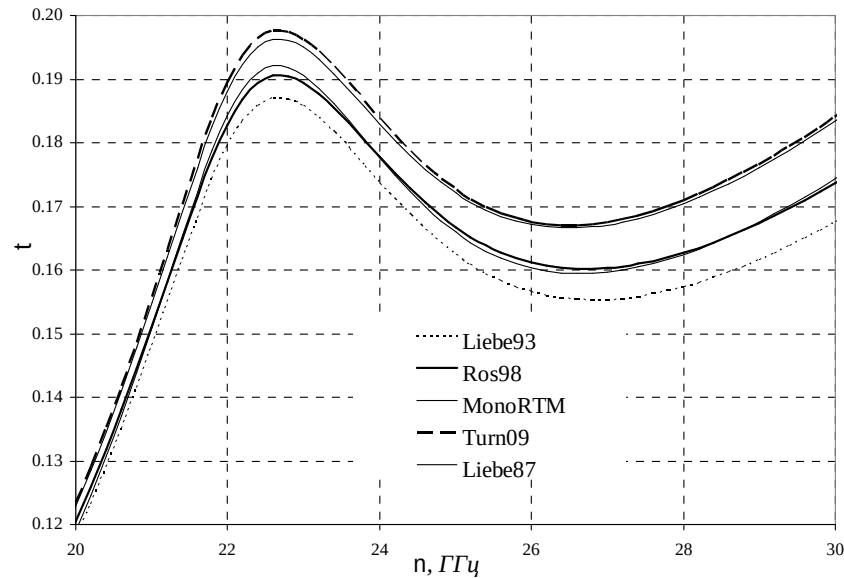


Рисунок 3.2 Общее атмосферное поглощение t , рассчитанные по моделям поглощения водяного пара Liebe87, Liebe93, Ros98, MonoRTM и Turn09 для облачной полярной атмосферы ($Q = 9.4 \text{ кг/м}^2$, $W = 0.2 \text{ кг/м}^2$) для диапазона частот около 22.234 ГГц.

В отличие от исследований молекулярной спектроскопии, конечной целью данной работы являлся не выбор наиболее точной спектрографической модели поглощения кислорода или водяного пара, а нахождение оптимальной комбинации модели атмосферного поглощения и модели излучения океана, использование которой наилучшим (с минимальной среднеквадратичной разницей между измерениями и результатами модельных расчетов) образом воспроизводило бы радиояркостные температуры, измеряемые радиометрами.

3.3 Данные для проведения «холодной» калибровки

Проведение модельной калибровки требует создания базы данных сопутствующих (совмещенных в пространстве и во времени) параметров атмосферы и океана, определяющих микроволновое излучение, и радиометрических измерений. Данные моделей, включая данные ре-анализа, не пригодны не только из-за недостаточной точности, но и в силу недостаточной подробности информации об атмосфере (данные имеются только для основных изобарических поверхностей). Результаты расчета $T_{\text{я}}$ представляется возможным сравнивать с измерениями радиометров только в случае, если атмосферные метеорологические параметры, определяющие коэффициент поглощения (температура, давление, влажность), известны с достаточной подробностью. Особенно это касается уровней вблизи поверхности Земли, где наблюдается максимальная по профилю влажность воздуха.

Этим требованиям удовлетворяют данные радиозондирования, полученные на метеорологических станциях. Такие данные собираются, проверяются и архивируются университетом в Вайоминге (Wyoming University <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Они содержат более 40 уровней измерений от поверхности Земли до уровня с относительной влажностью около 10%. Станция радиозондирования должна быть расположена на небольшой высоте над уровнем моря. В противном случае при расчетах требуется экстраполяция профиля температуры и влажности до нулевого уровня, что внесет не пренебрежимо малые ошибки в расчет $T_{\text{я}}$. Поскольку использование пространственно-временного совмещения измерений в точке (профили метеопараметров) и измерений в пикселе ($T_{\text{я}}$, измеряемая радиометром) накладывает ограничения на пространственную однородность наиболее значимых для расчета параметров, выбор станций радиозондирования ограничен полярными районами, для которых характерно минимальное содержание водяного пара в атмосфере и

минимальные же его вариации. При отборе данных для сопоставления дополнительно необходима проверка отсутствия таких вариаций по полям T_a , наиболее чувствительным к данному параметру (на каналах в линии поглощения водяного пара). Учитывая неперемное условие на отсутствие облаков для исключения неопределенностей в расчетах, связанных с отсутствием информации о водности облаков, измерения в каналах 36.5-37 ГГц использовались лишь для проверки корректности отбора безоблачных условий. Выполнение требования отсутствия вариаций полей T_a на 22.235 ГГц и 23.8 ГГц практически невозможно удовлетворить в районах, характеризующихся высокими значениями влажности атмосферы, т.е. в тропиках. Полярные станции Jan Mayen (№01001: 70.93 С.Ш.; 8.67 З.Д., 9 м над уровнем моря) и Vjornoya (№01028: 74.51 С.Ш.; 19.01 В.Д., 18 м над уровнем моря) представляются наиболее пригодными для использования их измерений в расчетах T_a , поскольку удовлетворяют всем вышеперечисленным требованиям. Немаловажным преимуществом выбора станций в полярных районах является также высокая широта, т.е. высокое временное разрешение измерений со спутников с полярной орбитой, позволяющее подобрать микроволновые снимки с минимальной временной разницей между измерениями. Кроме того, поскольку радиозонды проводят измерения 2 раза в сутки – в 0:00 Гр. и в 12:00 Гр., принципиально важным представляется наличие снимков над станцией примерно в это же самое время. И F16 SSMIS, и Aqua AMSR-E, и GCOM-W1 AMSR2 измеряют излучение над обеими станциями около 12:00 Гр. $\pm$ 4 часа. Следующее требование к выбору станции связано с наличием синхронных измерений скорости ветра. В качестве регулярных данных низкого разрешения (12.5 км) по приводному ветру можно использовать данные скаттерометров NSCAT со спутника QuikSCAT (исторические) и ASCAT со спутника Metop (с марта 2009 по настоящее время) из архива PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, NASA Jet Propulsion Laboratory - <ftp://podaac.jpl.nasa.gov/OceanWinds>). Скаттерометрические поля ветра в

районе станций радиозондирования представляются наиболее подходящими для использования в модельных расчетах, поскольку пространственное разрешение этих данных соответствует разрешению радиометров, а использование измерений морских буев в точке существенно менее пригодно для проведения сравнений.

Отсутствие облачности проверялось двумя путями: во-первых, отбирались только те данные радиозондирования, для которых относительная влажность не превышала 70% по всему профилю. Затем, для отобранных данных радиозондирования были проанализированы данные спектрорадиометра MODIS на спутнике Aqua для отбора тех ситуаций, для которых диагностировалось отсутствие облаков не только непосредственно над станцией, но и над сравнительно обширным районом, имея в виду разницу во времени измерений и меняющееся во времени состояние атмосферы. Отобранные безоблачные данные MODIS представляли также подходящий источник данных о температуре поверхности океана, также необходимой для расчета T_a . Значения солености морской воды были взяты из World Ocean Atlas.

Около 150 данных, удовлетворяющих всем перечисленным выше требованиям, были отобраны для проведения модельной калибровки радиометров SSMIS и AMSR-E, и ~ 120 данных для калибровки AMSR2. Эти данные состояли из измерений радиозондами атмосферных профилей температуры, влажности и давления на станциях Jan Mayen и Bjornoya в безоблачных условиях, совмещенных по времени полями ветра по данным скаттерометра Metop ASCAT, однородных полей измерений радиояркостных температур радиометрами DMSP F16 SSMIS и Aqua AMSR в пределах 2-х часовой временной разницы, полей SST по данным Aqua MODIS и климатологических значений солености по данным World Ocean Atlas. Расстояние от станции до радиометрического/скаттерометрического пикселя выбиралось в пределах 70-120 км для того, чтобы, с одной стороны, исключить влияние суши на спутниковые измерения, и, с другой стороны, не

отклониться слишком далеко от станции радиозондирования. Однородность атмосферы проверялась путем анализа полей радиоярких температур для каналов на 22.235 и 23.8 ГГц на вертикальной поляризации для SSMIS и AMSR-E соответственно. Только те данные были отобраны, для которых вариации радиоярких температур в пределах расстояния совмещения не превышали величину $\sim 0.5\text{K}$. Пример полей спутниковых измерений, соответствующих условиям, необходимым для проведения сопоставлений с модельными расчетами, приведен на рисунке 3.3.

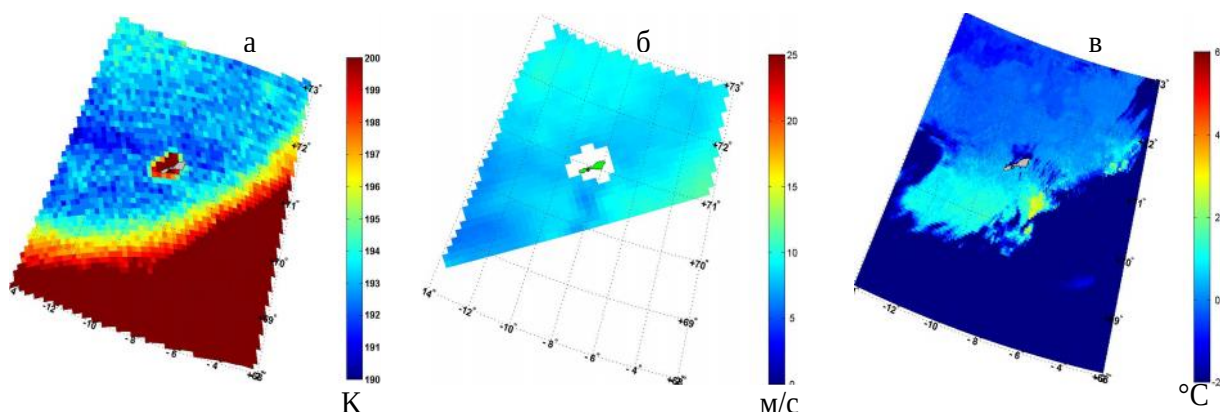


Рисунок 3.3 Поля спутниковых данных над станцией Jan Mayen 3 мая 2011: (а) Радиояркая температура по данным Aqua AMSR-E на канале 23.8 ГГц вертикальной поляризации, 12:28 UTC; (б) Поле скорости ветра по данным Metop ASCAT, 13:34 UTC; (с) Температура поверхности океана по данным Aqua MODIS, 12:45 UTC

3.4 Калибровочные поправки для спутниковых радиометров SSM/I, AMSR-E и AMSR2

Расчет $T_{\text{я}}$ проводился с использованием упрощенных формул, описывающих перенос микроволнового излучения в системе океан – атмосфера без осадков, представленных в главе 2. Отобранные данные атмосферных профилей влажности, температуры и давления были использованы для проведения расчета $T_{\text{я}}$ для характеристик (углов визирования, частот, поляризаций) радиометров AMSR-E, AMSR2 и SSMIS с

использованием 4-х моделей спектров поглощения водяного пара - Liebe87, Ros98, MonoRTM и Turn09, 2-х моделей спектров поглощения кислорода - Liebe87 и Tret05, 2-х моделей зависимости излучения океана от скорости ветра - Ros92 и Chapr12.

Рассчитанные значения $T_{\text{я}}$ сравнивались с радиометрическими измерениями для AMSR2 и AMSR-E на каналах на 6.9, 10.65, 18.7, 23.8 и 36.5 ГГц для вертикальной и горизонтальной поляризаций, и для DMSP F16 SSMIS на каналах на 19.35 and 37.0 ГГц для вертикальной и горизонтальной поляризаций, и на канале на 22.235 ГГц только для вертикальной поляризации.

Наибольшая разница в результатах расчетов проявилась на частотах каналов, близких к центральным частотам линий поглощения водяного пара и кислорода. Для каждого рассмотренного канала была построена диаграмма разброса измеренных значений $T_{\text{я}}$ от рассчитанных. Пример такой диаграммы для канала SSMIS 19.35 ГГц горизонтальной поляризации представлен на рисунке 3.4.

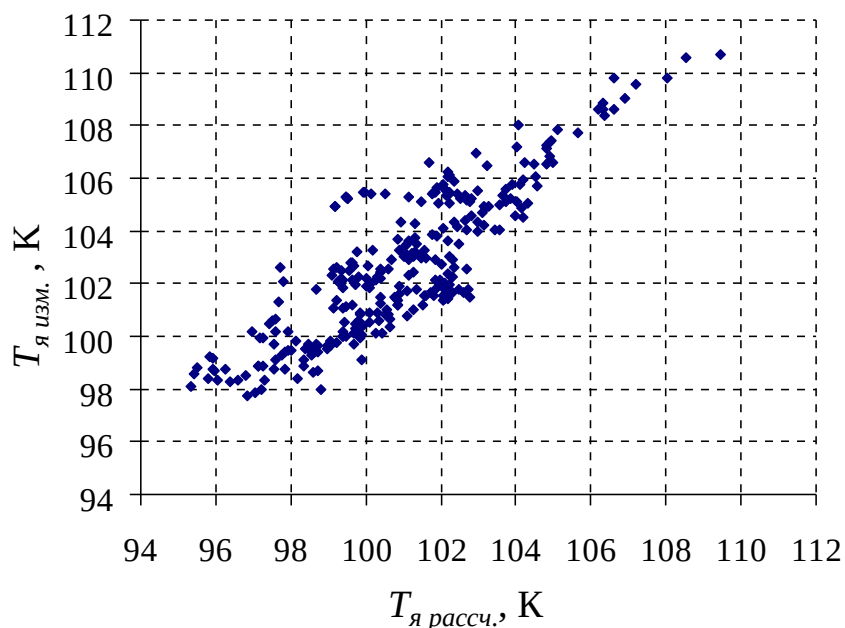


Рисунок 3.4 Диаграмма разброса измеренных DMSP F16 SSMIS значений $T_{\text{я}}$ на канале 19.35 ГГц горизонтальной поляризации от рассчитанных $T_{\text{я}}$ с использованием модели Turn09 для расчета спектра поглощения водяного пара, модели Liebe87 для расчета спектра поглощения кислорода и модели Chapr12 для расчета зависимости излучения океана от скорости ветра

Полученные результаты позволили не решать вопрос выбора критерия для определения оптимальной модели в случае, если бы наименьшая среднеквадратичная разница между измерениями и расчетами ($\sigma_{\text{мин}}$) на разных каналах обеспечивалась разными комбинациями моделей. Для всех каналов $\sigma_{\text{мин}}$ достигалась единственной комбинацией моделей: Turn09 модели для расчета спектра поглощения водяного пара, Liebe87 модели для расчета спектра поглощения кислорода и Chapr12 модели для расчета зависимости излучения океана от скорости ветра. научной общественности.

Характеристики массивов разностей между измеренными и рассчитанными $T_{\text{я}}$ для оптимальной комбинации моделей для всех

рассмотренных каналов радиометров AMSR2, AMSR-E и F16 SSMIS представлены в Таблицах 3.1-3.3.

Таблица 3.1

Характеристики массивов разностей между измеренными и рассчитанными T_y для каналов радиометра AMSR2.

	06H	06V	07H	07V	10H	10V
среднее, К	1.8	-1.8	2.1	2.4	-1.8	-1.7
σ , К	1.2	1.4	2.2	2.8	1.5	1.8
	18H	18V	23H	23V	36H	36V
среднее, К	-0.67	-3.5	-5	-3.1	-3.5	0.7
σ , К	2.3	3.1	5.6	4.7	2.3	0.5

Таблица 3.2

Характеристики массивов разностей между измеренными и рассчитанными T_y для каналов радиометра AMSR-E.

	06H	06V	10H	10V	18H	18V	23H	23V	36H	36V
среднее, К	1.10	0.56	-0.09	-0.09	0.28	-0.21	0.90	0.67	-3.81	-4.07
σ , К	0.83	0.70	0.91	0.78	1.14	0.77	1.94	1.08	1.22	0.65

Таблица 3.3

Характеристики массивов разностей между измеренными и рассчитанными T_y для каналов радиометра F16 SSMIS.

	19H	19V	22V	37H	37V
среднее, К	1.76	1.37	0.80	1.93	-2.03
σ , К	1.42	1.21	1.25	1.28	0.76

Единственная комбинация моделей обеспечила лучшие в смысле среднеквадратичного отклонения результаты для всех рассмотренных каналов (частоты измерений от 6.9 до 37 ГГц). Усреднение разностей между модельными и измеренными значениями T_y дает калибровочные поправки, ответственные суммарно как за неточности геофизической модели, так и за ошибки радиометрической калибровки приборов.

Добавление найденных поправок дает возможность использовать модельные значения T_y для разработки алгоритмов оценок геофизических параметров [Dee, 2005]. Следует отметить, что полученные поправки следует применять лишь над районами океанов. Схемы коррекции T_y , применимые во всем диапазоне наблюдаемых значений, требуют нелинейного и более сложного подхода [Auligné et al., 2007].

ГЛАВА 4 РАЗРАБОТКА МЕТОДА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЯ ПО ДАННЫМ AMSR2

4.1 Решение уравнения переноса атмосферы в условиях дождя

Традиционно измерения на частотах С- и Х-диапазона используются для оценки параметров океана, поскольку атмосферное поглощение на этих частотах мало даже при наличии облачности с большим водозапасом и осадков [Chandrasekhar, 1960]. Для определения параметров атмосферы используются более высокие частоты, на которых чувствительность излучения к их вариациям существенно выше, чем на частотах С- и Х-диапазона.

Результаты физического моделирования радиояркостной температуры уходящего излучения системы океан-атмосфера свидетельствуют о том, что в присутствии жидких осадков T_y растет с ростом их интенсивности R до R_{max} , потом некоторое время остается постоянной, и затем падает с дальнейшим ростом R [Kummerow and Ferraro, 2007]. R_{max} зависит от частоты излучения и других характеристик осадков. Для разработки алгоритма оценки R по данным микроволновых радиометров принципиальное значение имеет, какой участок зависимости $T_y(R)$ будет использован. Радиояркостная температура на низких частотах спутниковых радиометров, включая частоты С- и Х-диапазона растет с ростом R , не достигая насыщения вплоть до 20 мм/ч. На более высоких частотах T_y быстро достигает насыщения.

Чем выше частота измерений, тем большее значение при моделировании T_y приобретают другие параметры осадков и характеристики атмосферы, в частности, высота нулевой изотермы и профиль распределения параметров гидрометеоров по размерам. Различные приближения и упрощения при моделировании радиояркостной температуры уходящего излучения в условиях дождя приводят к тем большим погрешностям, чем выше частота измерений [Petty and Li, 2013].

Использование для оценки интенсивности дождя микроволновых измерений на частотах С- и Х-диапазона, T_a которых далека от насыщения и существенно меньше зависит от других характеристик атмосферы и осадков, дает возможность уменьшить погрешности по сравнению с традиционно используемыми методами. Однако, на этих частотах гораздо более существенное влияние на T_a оказывают параметры океана, не учёт которых может привести к значительным ошибкам при оценке R.

Микроволновый радиометр AMSR2 отличается от своего предшественника AMSR-E, главным образом, наличием двух дополнительных каналов в С-диапазоне, работающих на частоте 7.3 ГГц вертикальной и горизонтальной поляризации. Измерения на этих дополнительных каналах (вместе с измерениями на традиционных каналах 6.9 и 10.65 ГГц) при наличии осадков можно использовать для определения их интенсивности.

Для частот С- и Х-диапазона перенос микроволнового излучения в системе океан – атмосфера при наличии ослабления излучения жидкими осадками также может быть описан уравнением (2.2). Длина волны на частоте 6.9 ГГц соответствует 4.35 см, на 10.65 – 2.8 см. При таких длинах волн рассеяние необходимо учитывать только на крупных каплях дождей высокой интенсивности, превышающей 20 мм/ч. Но даже при наличии рассеяния возможно использование приближения «чистого поглощения». В этом случае коэффициент поглощения в уравнении (2.2) заменяется на коэффициент рассеяния в первом члене правой части уравнения. При этом отрицательный вклад рассеяния в общее излучение учитывается полностью, а его положительный вклад за счет рассеяния в направлении излучения не учитывается. Если же искусственно завысить второй член, описывающий собственное излучение атмосферы путем замены a_n на a_p , отрицательный вклад рассеяния будет учтен точно, а положительный приближенно. Погрешность такого приближения определяется параметром $1/r$, где l –

длина волны излучения, r – размер гидрометеора, и для рассматриваемых длин волн не превышает 1 К [Матросов и Шульгина, 1982].

Как уже отмечалось в главе 2, к параметрам атмосферы, влияющим на перенос микроволнового излучения, относятся все параметры, содержащие воду в жидком и парообразном состоянии. Вода в твердом состоянии – ледяные облака и осадки в виде снега и града – практически не поглощает и не излучает радиацию [Wu *et al.*, 2006]. Однако эффекты рассеяния могут быть существенным даже для частот С- и Х-диапазона, особенно на частицах града, размеры которых могут быть сравнимы с длиной волны излучения [Домбковская и Озеркина, 1980]. В данной работе кристаллические облака и осадки не рассматриваются, что является одним из ограничений метода. Интенсивность дождя ограничена значением 20 мм/ч. До 20 мм/ч радиояркостьная температура растет с ростом R , не достигая области насыщения, для которой характерны низкие значения чувствительности T_{γ} к R .

В одномерном приближении радиояркостьная температура уходящего излучения системы океан-атмосфера может быть получена в результате решения одномерного уравнения переноса, упрощенного с учетом приближений, сформулированных выше. В общем случае требуется решение векторного уравнения переноса излучения для адекватных моделей системы океан-атмосфера. Не учет 3-х мерного характера распределений свойств атмосферы может приводить к значительному изменению результатов. Однако, при рассмотрении переноса излучения в векторной форме значительно усложняется реализация всех вычислительных методов. Кроме того, при моделировании требуются трехмерные модели облаков и осадков, что дополнительно усложняет задачу [Матросов, 1983]. Точность одномерного приближения и упрощенных схем решения может быть оценена лишь путем сравнения результатов точного решения векторного уравнения переноса излучения и упрощенных методов. В одномерном приближении, учитывая граничные условия на верхней границе атмосферы и на

поверхности океана, суммарное восходящее излучение системы будет включать в себя 4 составляющие (формулы (2.3) – (2.7)).

При расчете поглощения микроволнового излучения кислородом и водяным паром использовались аппроксимационные методики [Liebe and Layton, 1987] и [Turner et al., 2009] соответственно. Коэффициенты ослабления микроволнового излучения жидкокапельной фракцией облаков и осадков рассчитывались по методикам, также изложенным в [Liebe and Layton, 1987]. В частности, расчет коэффициента ослабления излучения слоем дождя с использованием полных формул Ми был заменен параметризацией в виде регрессии по распределению форм и размеров дождевых капель [Laws and Parsons, 1943]. Данная параметризация позволила сформулировать коэффициент ослабления в виде:

$$a_o = 0.182 \cdot n \cdot a \cdot R^b (\text{dB/km}), \quad (4.1)$$

где $a = 2.31 \cdot 10^{-4} \cdot n^{1.42}$; $b = 0.851 \cdot n^{0.158}$ для 6.9 ГГц; $a = 1.41 \cdot n^{-0.0779}$ для 10.65 ГГц; n - частота излучения в ГГц R – интенсивность дождя в мм/ч. Отличием от радиационной модели, использованной при разработке алгоритмов восстановления влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, является также модель расчета диэлектрической проницаемости соленой воды [Liu et al., 2011], более подходящая для низких частот, чем использованная ранее модель [Meissner and Wentz, 2004]. Учет ветровой зависимости коэффициента излучения океана, как и во всей диссертационной работе, проводился на основании модели Ifremer.

База данных аэрологических и судовых измерений, описанная в главе 2, была дополнена модельными значениями интенсивностями дождя. Жидкие осадки (дождь) моделировались с постоянной интенсивностью в пределах толщины атмосферы от поверхности Земли до уровня нулевой изотермы, определяемого по аэрологическим данным о температуре воздуха. Для тех данных, общий водозапас облаков которых не превышал 0.3 кг/м^2 , предполагалось отсутствие дождя. Для данных с водозапасом облаков,

большим 0.3 кг/м^2 , добавлялись искусственно интенсивности дождя R со значениями от 0 до 20 мм/ч.

Всего было использовано около 3000 данных аэрологического зондирования и судовых измерений. После расширения набора данных за счет добавления разных значений скоростей приводного ветра, профилей водности облаков и интенсивностей дождя количество данных составило порядка 25000. Эти данные были использованы для расчета $T_{\text{я}}$ системы океан-атмосфера в условиях дождя.

Зависимость $T_{\text{я}}$ горизонтально поляризованного микроволнового излучения системы океан-атмосфера от интенсивности дождя на частотах 6.9 и 10.65 ГГц представлена на рисунке 4.1.

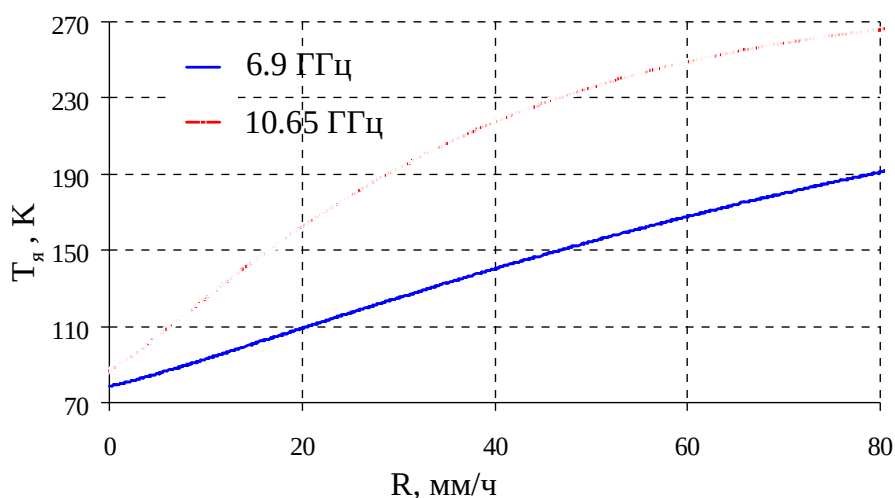


Рисунок 4.1. Зависимость $T_{\text{я}}$ горизонтально поляризованного микроволнового излучения системы океан-атмосфера от интенсивности дождя на частотах 6.9 (синяя линия) и 10.65 ГГц (красная линия) при фиксированных остальных параметрах системы океан – атмосфера: влагозапас атмосферы $Q = 26 \text{ кг/м}^2$, водозапас облаков $W = 0.26 \text{ кг/м}^2$, толщина слоя дождя $d = 1.35 \text{ км}$, скорость приводного ветра $V = 5 \text{ м/с}$, температура поверхности океана $T_s = 10^\circ\text{C}$.

4.2 Решение обратной задачи с применением нейронных сетей

По стандартной схеме, так же, как и для всех методов, рассматриваемых в данной работе, в качестве оператора решения обратной задачи применялись нейронные сети типа многослойного персептрона с алгоритмом настройки, основанном на обратном распространении ошибок. Разбиение общего массива данных на настроечный и тестирующий проводилось с учетом функции распределения R по интервалам значений. В процессе настройки сети проводился расчет стандартной среднеквадратичной ошибки восстановления параметра на настроечном наборе данных $\sigma_{\text{настр}}$ и на тестирующем наборе $\sigma_{\text{тест}}$. Увеличение количества нейронов НС (с целью минимизации $\sigma_{\text{настр}}$) проводилось до тех пор, пока $\sigma_{\text{тест}}$ не начинало увеличиваться.

В качестве входных параметров НС для оценки интенсивности дождя R по данным измерений AMSR2 были использованы не сами измерения в каналах на 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц, а разницы в измерениях - дифференциальные радиояркостьные температуры. Эти дифференциальные $T_{\text{я}}$ в измерениях на одной поляризации зависят, главным образом, от интенсивности дождя и существенно меньше зависят от параметров океана, чем сами измерения. Таким образом, уровень входных параметров состоял из значений: $\Delta T_{\text{я } 7,6}^{\text{B}} = T_{\text{я } 07}^{\text{B}} - T_{\text{я } 06}^{\text{B}}$, $\Delta T_{\text{я } 10,7}^{\text{B}} = T_{\text{я } 10}^{\text{B}} - T_{\text{я } 07}^{\text{B}}$, $\Delta T_{\text{я } 7,6}^{\text{Г}} = T_{\text{я } 07}^{\text{Г}} - T_{\text{я } 06}^{\text{Г}}$, $\Delta T_{\text{я } 10,7}^{\text{Г}} = T_{\text{я } 10}^{\text{Г}} - T_{\text{я } 07}^{\text{Г}}$, где $T_{\text{я } 07}^{\text{B}}$, $T_{\text{я } 06}^{\text{Г}}$, $T_{\text{я } 07}^{\text{B}}$, $T_{\text{я } 07}^{\text{Г}}$, $T_{\text{я } 10}^{\text{B}}$, $T_{\text{я } 10}^{\text{Г}}$ - радиояркостьные температуры $T_{\text{я}}$, измеренные радиометром AMSR2 на каналах 6.9, 7.3, 10.65 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризациях соответственно. Уровень выходных параметров состоял из одного параметра R .

Процесс настройки НС запускался с использованием различных, случайным образом задаваемых значений весовых коэффициентов с целью избежать достижения локального минимума. Настройка проводилась

одновременно с тестированием с постепенным увеличением количества нейронов на скрытом уровне.

Было обнаружено, что наилучшие результаты (минимальное значение $\sigma_{\text{тест}}$) обеспечиваются при применении НС со скрытым уровнем, состоящим из 15 обрабатывающих нейронов. Конфигурация данной сети представлена на рисунке 4.2. При ее применении к модельным значениям разностей радиоярких температур ошибка восстановления R составила 1.5 мм/ч для настроечного и тестирующего набора данных. Диаграмма разброса восстановленных значений R от «измеренных» для тестирующего набора данных показана на рисунке 4.3. При этом под «измеренными» в данном случае понимаются модельные значения R , использованные на этапе решения прямой задачи расчета радиоярких температур.

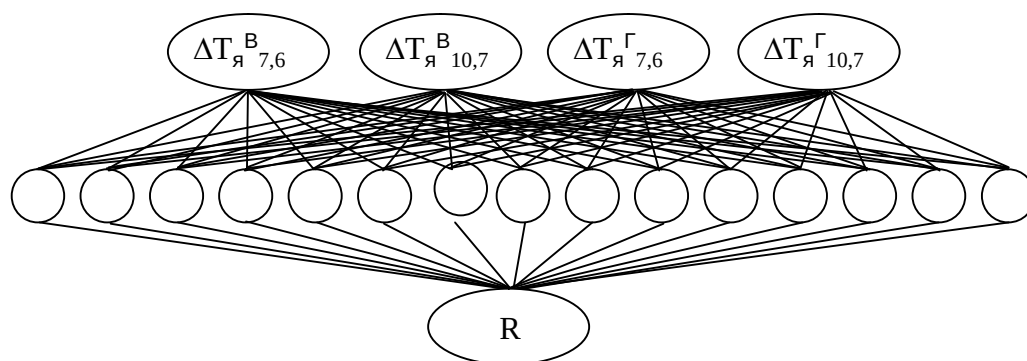


Рисунок 4.2. Конфигурация НС для восстановления интенсивности осадков.

Максимальная ошибка восстановления $\sigma_{\text{тест}} = 2.5$ мм/ч наблюдается для слабых дождей интенсивности $R < 2$ мм/ч. Исключение из рассмотрения данных с $R = 0$ ведет к повышению точности до $\sigma_{\text{тест}} = 0.7$ мм/ч.

Тем не менее, из рисунка 4.3 следует, что даже для результатов численного эксперимента разброс восстановленных значений R от «измеренных» остается большим. Это, очевидно, связано, с недостаточной информативностью используемых каналов измерений для разделения вклада в излучение капель воды осадков и облачности без осадков. Очевидно также,

что не учет при моделировании твердых осадков, особенно крупных фракций снега и града, а также использование упрощенной модели переноса излучения и однородного профиля R , приведут к еще большим ошибкам восстановления при применении алгоритма к реальным, а не модельным данным измерений.

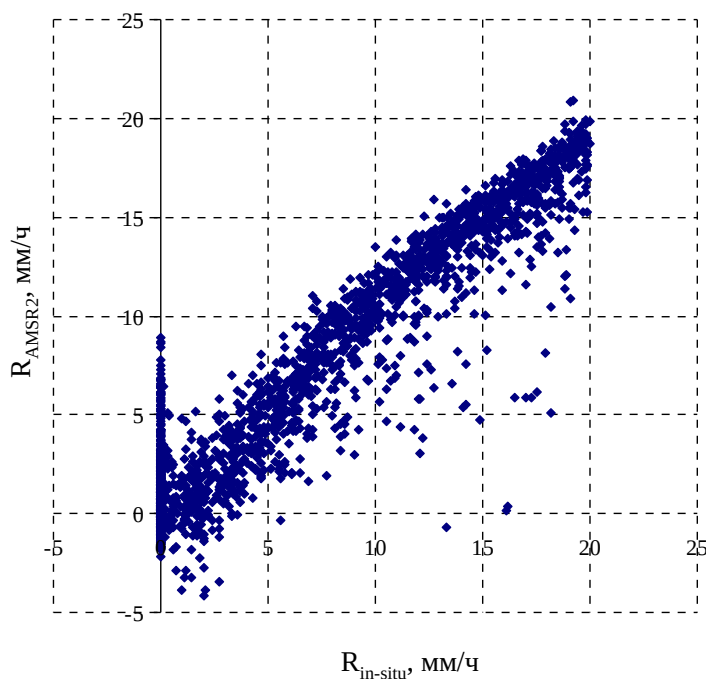


Рисунок 4.3. Диаграмма разброса восстановленных значений интенсивности осадков от «измеренных» для тестирующего набора данных.

4.3 Валидация метода с использованием независимого спутникового продукта по интенсивности дождя

Валидация метода проводилась на основании сравнения результатов применения алгоритма к данным радиометра AMSR2 с готовым спутниковым продуктом по интенсивности дождя, основанным на использовании данных пассивного микроволнового инструмента TMI с платформы TRMM. Данный продукт представляет собой данные по интенсивности дождя на регулярной сетке в полосе от 40°Ю.Ш. до 40°С.Ш. с пространственным разрешением 0.25° (примерно 25×25 км). Все

спутниковые продукты RSS отличаются высоким качеством и точностью благодаря многолетнему опыту калибровки, постоянной актуализации и тестированию алгоритмов [Hilburn et al., 2013]. Продукт RSS по интенсивности дождя, основанный на измерениях TMI, может рассматриваться как один из самых достоверных, поскольку он калиброван с использованием микроволнового радара с той же спутниковой платформы TRMM.

Калиброванные радиояркостные температуры AMSR2 доступны, начиная с августа 2012 года. Размер пикселя одинаков для каналов на 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц (примерно 10×10 км), что облегчает применение алгоритма к данным разного пространственного разрешения. Для создания базы данных квази-синхронных и пространственно-совмещенных измерений радиояркостные температуры AMSR2 были пересчитаны на регулярную сетку координат, соответствующую сетке продукта TMI для периода с августа 2012 по 2014 год. После процедуры перевода данных AMSR2 на сетку TMI были отобраны данные измерений с разницей во времени в пределах 10 минут. Для иллюстрации пространственного охвата данных на рисунке 4.4 показано покрытие поверхности Земли квази-синхронными измерениями AMSR2 и TMI за один день.

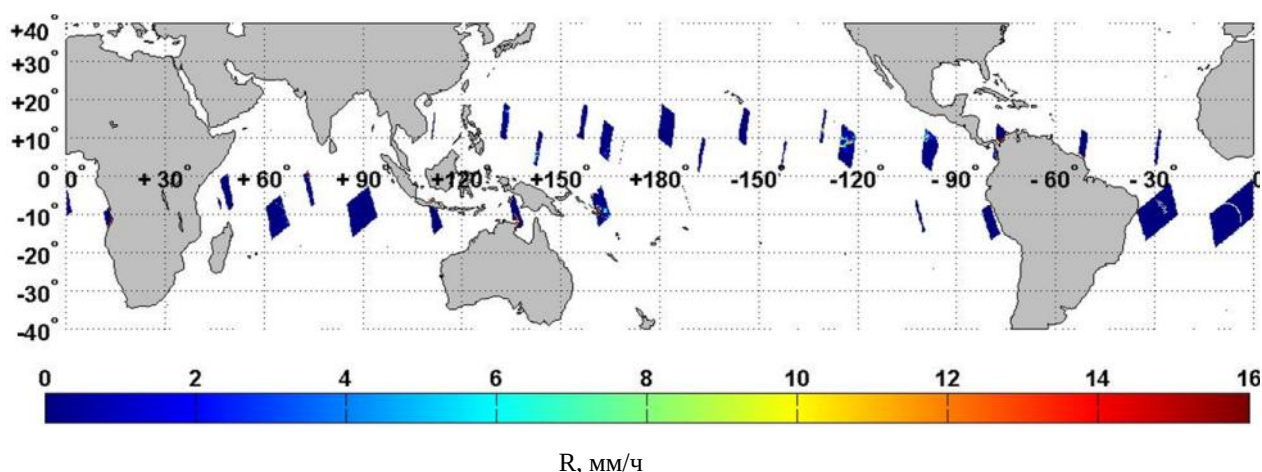


Рисунок 4.4. Покрытие поверхности Земли квази-синхронными измерениями спутниковых радиометров AMSR2 и TMI за 25 декабря 2012.

Особенности спутниковой орбиты TRMM приводят к тому, что, смещаясь, квази-синхронные области измерений AMSR2 и TMI за несколько месяцев покрывают весь широтный пояс от 40°Ю.Ш. до 40°С.Ш.

После отбора данных и добавления калибровочных поправок разработанный алгоритм был применен к разностям в измерениях AMSR2 на одной поляризации $\Delta T_{я\ 7,6}^B$, $\Delta T_{я\ 10,7}^B$, $\Delta T_{я\ 7,6}^Г$ и $\Delta T_{я\ 10,7}^Г$. При тестировании данные с $R = 0$ (продукт TMI) были выброшены из рассмотрения. Результирующее количество данных составило 90432 за 5 месяцев 2012 года, 200521 данных за 2013 год и 73214 данных за первые четыре месяца 2014. Всего для валидации использовалось 364167 данных с ненулевым значением R . Максимальное значение R по данным TMI составило 23.5 мм/ч. 93.4% всех значений R не превышали 5 мм/ч. Распределение интенсивностей дождя представлено на рисунке 4.5.

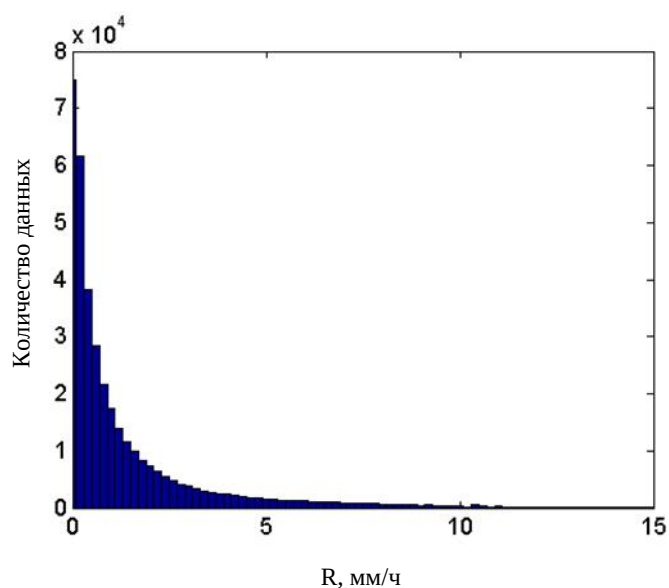


Рисунок 4.5. Распределение интенсивностей дождя по значениям в базе данных для валидации алгоритма восстановления R .

Общая ошибка, вычисленная как среднеквадратичное отклонение R_{AMSR2} от R_{TMI} для всего набора данных, составила $\sigma = 1$ мм/ч. Коэффициент корреляции $R_s = 0.8$, уравнение линейного тренда $y = 0.8x + 0.3$. 94% всех

восстановленных значений R_{AMSR2} отличаются от R_{TMI} в пределах $\pm 2\sigma$. И только оставшиеся 6% выходят за эти пределы.

Эти 6% больших отличий могут быть обусловлены рядом причин. Одна из наиболее вероятных – неспособность разработанного алгоритма отличать интенсивность дождя от высоких значений водозапаса облаков, вытекающая из использования упрощенной модели переноса излучения. Не учет кристаллических осадков также может приводить к большим погрешностям. И, наконец, немаловажным фактором, влияющим на ошибки, является ненулевая разница во времени измерений.

Погрешность оценки R , рассчитанная для $R < 5$ мм/ч, составила 0.6 мм/ч. Коэффициент корреляции $R_c = 0.6$. Для $R < 2$ мм/ч (слабый дождь, 80% всех данных) $\sigma = 0.3$ мм/ч, $R_c = 0.4$, относительная погрешность выше, чем рассчитанная для всего диапазона данных. Предположительно, в дальнейшем алгоритм может быть улучшен для воспроизводства интенсивностей слабых осадков за счет дополнительного включения каналов, принимающих излучение на частотах 22-37 ГГц. Это позволит разделить вклады в излучение жидкокапельной влаги облаков и осадков и более точно выделить интенсивность осадков. Для высоких значений интенсивности дождя $R > 10$ мм/ч $\sigma = 2.3$ мм/ч. После исключения из рассмотрения случаев больших расхождений R_{AMSR2} и R_{TMI} ($|R_{\text{AMSR2}} - R_{\text{TMI}}| > 2\sigma$ ошибка составила 1.1 мм/ч.

На рисунке 4.6 представлен график зависимости $\sigma(R)$, построенный путем усреднения величины $(R_{\text{AMSR2}} - R_{\text{TMI}})^2$ по полосам $R_{\text{TMI}} \in [R - \Delta R/2, R + \Delta R/2]$, для разных R , где ширина полосы $\Delta R = 1$ мм/ч. График иллюстрирует малую информативность метода при слабом дожде ($R < 3$ мм/ч) и резкий рост ошибки при высоких интенсивностях ($R > 15$ мм/ч).

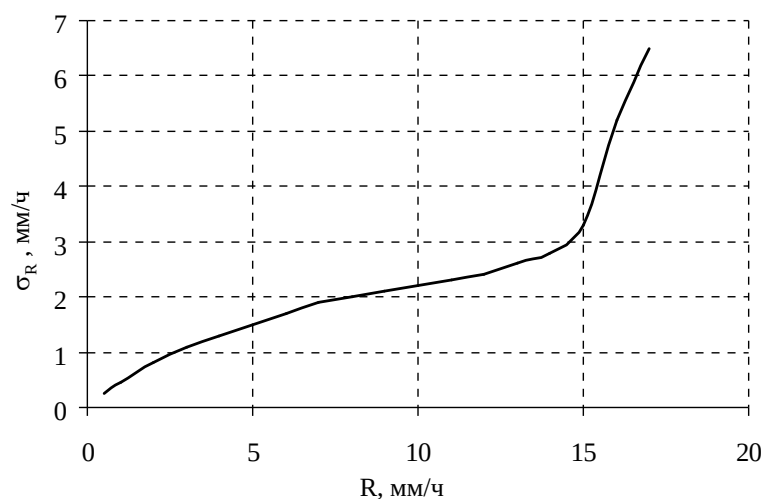


Рисунок 4.6. Зависимость ошибки оценки интенсивности дождя от интенсивности дождя.

Диаграмма разброса значений интенсивности дождя, восстановленных по данным AMSR2 R_{AMSR2} , от спутникового продукта RSS TMI по интенсивности дождя R_{TMI} представлена на рисунке 4.7.

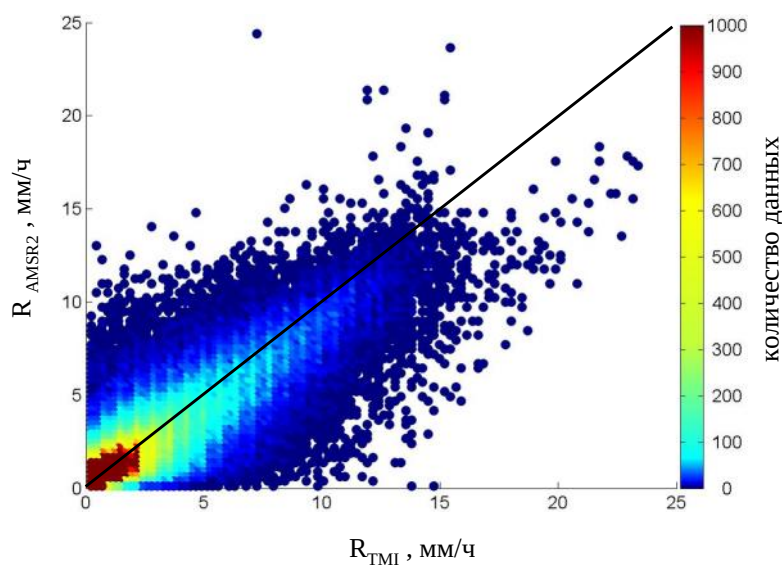


Рисунок 4.7. Диаграмма разброса значений интенсивности дождя, восстановленных по данным AMSR2 с помощью разработанного усовершенствованного метода, от значений интенсивности дождя спутникового продукта RSS TMI за период август 2012 – апрель 2014.

Цветовая шкала показывает количество данных в соответствующем диапазоне значений.

Большие ошибки алгоритма при восстановлении высоких значений интенсивностей дождя ($R > 10$ мм/ч) требуют отдельного рассмотрения. Очевидно, что упрощения радиационной модели переноса излучения тем более некорректны, чем выше R . С ростом R растет вероятность неоднородного распределения параметров гидрометеоров как по высоте, так и в пределах элемента разрешения прибора, которое для низких частот измерений AMSR2 составляет сотни километров. Кроме того, ливневые осадки высокой интенсивности, наблюдаемые, например, при таких экстремальных погодных явлениях, как тропические циклоны, занимают площади, существенно меньшие элемента разрешения радиометров. Это приводит к усреднению высоких значений R с нулевыми в пределах элемента разрешения. В результате, за умеренными усредненными интенсивностями, диагностируемыми пассивными микроволновыми инструментами (ТМІ, AMSR2) скрываются ливневые осадки, моделирование излучения над которыми требует привлечения существенно более сложного рассмотрения, включающего трехмерное неоднородное распределение параметров осадков.

Ураганные ветра вызывают также появление на поверхности океана облака брызг, генерируемого обрушающимися волнами. Этот соленый облачный слой с новыми диэлектрическими свойствами изменяет микроволновое излучение и его поляризационные характеристики сложным, не учтенным образом, что не может не сказываться на погрешностях метода. Более того, интенсивные ливни часто сопровождаются мощной конвекцией. В условиях глубокой конвекции возможно существование систем ливневых осадков пространственной протяженностью от 40 до 500 км. Подобные мезомасштабные конвективные системы являются долгоживущими и с высокой степенью вероятности связаны с интенсивными осадками в виде града [Sánchez et al., 2003] с размерами, порядка и превышающими длины

волн 3-5 см (частоты С- и Х- диапазона) [Auer, 1972]. В таких условиях формула, описывающая перенос излучения в упрощенном виде (2.2), перестает быть справедливой. Моделирование необходимо проводить с привлечением полной теории множественного рассеяния.

Рисунок 4.8 иллюстрирует сглаживание ливневых осадков высокой интенсивности в тропическом циклоне, регистрируемых радаром TRMM PR высокого пространственного разрешения, низким разрешением TRMM TMI. На рисунке представлены поля интенсивности дождя в тропическом циклоне Danas 7 октября 2013 по данным радиометра TMI (рисунок 4.8(а)) и по данным радиолокатора PR (рисунок 4.8(б)).

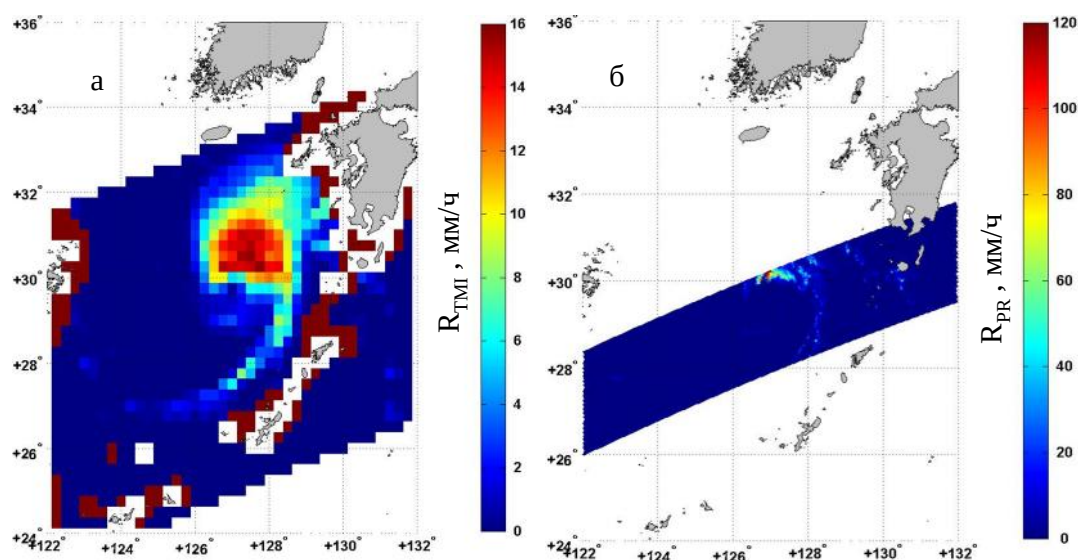


Рисунок 4.8. Интенсивность дождя в тропическом циклоне Danas 7 октября 2013 в ~18:40 Гр.: (а) продукт TRMM TMI; (б) продукт TRMM PR.

Максимальная интенсивность дождя по данным TMI с разрешением 25×25 км составляет всего 15.7 мм/ч, в то время как максимальная интенсивность дождя по данным PR, одновременно измеренная в более узкой полосе обзора с пространственным разрешением 5×5 км, составляет 184.3 мм/ч. PR данные были получены из центра данных NASA's Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC).

Danas – редкий случай квази-синхронного картирования поля осадков в тропическом циклоне по измерениям TMI и AMSR2. Рисунок 4.9

представляет на одной сетке $10\text{ км} \times 10\text{ км}$ поля R в ТЦ Danas 7 октября 2013 по данным (а) TMI и (б) AMSR2. Поскольку разница во времени измерений составляет примерно 1 час 20 минут, прямое попиксельное сравнение значений R без предварительной обработки не представляется возможным. Поэтому для построения поля разницы восстановленное по данным AMSR2 поле R_{AMSR2} было сдвинуто в пространстве таким образом, чтобы центр ТЦ совпадал с центром ТЦ в момент измерений TMI.

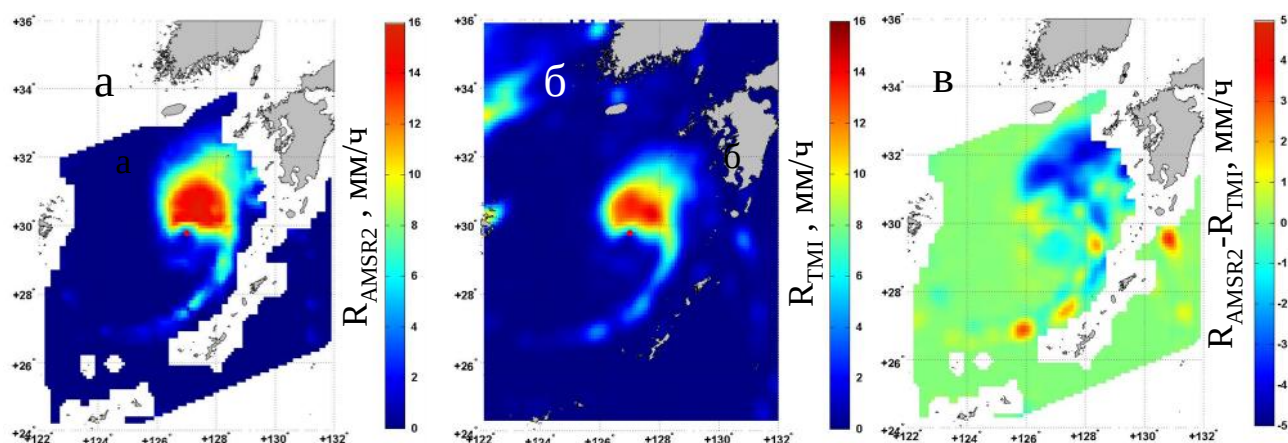


Рисунок 4.9. Гридированные на одной сетке $10\text{ км} \times 10\text{ км}$ поля интенсивности дождя в тропическом циклоне Danas 7 октября 2013: (а) продукт TMI R_{TMI} в $\sim 18:36$ Гр.; (б) восстановленное по данным AMSR2 поле R_{AMSR2} в $\sim 17:14$ Гр., сдвинутое в пространстве таким образом, чтобы центр ТЦ совпадал с центром ТЦ в момент измерений TMI; (в) $R_{\text{AMSR2}} - R_{\text{TMI}}$.

Несмотря на неточности сравнения, вызванные эволюцией поля осадков за 1 час 20 минут разницы во времени измерений, общий вывод о недооценке интенсивности дождя разработанным методом в области высоких значений подтверждается данным конкретным случаем.

Таким образом, несмотря на то, что алгоритм разработан для диапазона $R < 20\text{ мм/ч}$, для больших значений R ($R > 10\text{ мм/ч}$) его следует использовать с аккуратностью, принимая во внимание ограничения и упрощения модели, проблемы пространственного усреднения данных пассивных микроволновых

инструментов и не учет при моделировании ряда физических факторов, существенных при дождях высокой интенсивности.

ГЛАВА 5 РАЗРАБОТКА МЕТОДА ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТИ ПРИВОДНОГО ВЕТРА В ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ ПО ДАННЫМ AMSR2

Наличие у таких радиометров, как WindSat, AMSR-E и AMSR2 каналов, принимающих излучение на частотах С- и Х- диапазона, дает возможность восстанавливать ветер в тропических циклонах в условиях осадков, поскольку на данных частотах при интенсивности дождя до 20 – 30 мм/ч радиояркость излучения все еще далека от насыщения, и не потеряна чувствительность сигнала к состоянию морской поверхности. Использование пассивных микроволновых измерений, T_{γ} которых не насыщается при ветрах со скоростью $V > 15$ м/с, имеет бесспорные преимущества перед обычными, не кросс-поляризационными скаттерометрами, сигнал которых насыщается при сильных ветрах. На практике, однако, выделить сигнал океана из измеряемого излучения очень сложно. В работе, описанной в данной главе, разрабатывается метод восстановления ветра в ТЦ путем последовательного решения нескольких задач. Вначале создается алгоритм оценки V для условий без осадков. Этот алгоритм основан на тех же подходах и базах данных, которые описаны в главе 2. Алгоритм тестируется на нескольких типах данных, включая сильные ветра во внетропических и полярных циклонах. Затем, с использованием анализа данных измерений AMSR2 в ТЦ, разрабатывается метод, позволяющий оценить по данным спектральных разностей измерений в С- и Х-диапазоне радиояркостьную температуру осадков T_R . Эта T_R вычитается из T_{γ} полного излучения и результирующий остаток полагается равным радиояркостьной температуре системы океан-атмосфера без осадков $T_{\gamma 0}$. Ошибки, связанные с целым рядом допущений при таком подходе, оцениваются на основании моделирования, и они существенны. Однако, алгоритм, настроенный для системы океан-атмосфера без осадков, применяется к $T_{\gamma 0}$ и тестируется с использованием самых точных на

сегодняшний день измерений скорости ветра в ТЦ самолетным радиометром SFMR и с использованием альтернативного спутникового ветра по данным радиометра SMOS, практически не зависящем от осадков за счет работы в L-диапазоне. Результаты валидации позволяют сделать уверенный вывод о работоспособности метода. В подразделах данной главы работы по его созданию описаны в деталях.

5.1 Настройка нейронно-сетевых алгоритмов восстановления скорости приводного ветра, применимых в условиях без осадков

Для алгоритма восстановления ветра моделирование ветровой зависимости излучения океана является основой его эффективной работы. Поскольку все методы создаются для условий экстремальных ветров, особенно важна адекватность модели излучения с при $V > 15$ м/с. Особенности используемой модели относительно большинства существующих являются рост $\partial\sigma/\partial V$, начиная с некоторых пороговых значений, зависящих от температуры, частоты и угла, существенно большие значения $\partial\sigma/\partial V$ на горизонтальной поляризации и зависимость вертикально поляризованного излучения от скорости ветра. Поскольку данная эмпирическая параметризация создавалась на базе данных экспериментов в условиях экстремальных ветров, есть основания предполагать, что ее использование повысит точность оценок ветра в экстремальных условиях.

Для восстановления скорости приводного ветра в условиях без осадков было настроено две НС – одна с использованием каналов на частотах 6.9 и 10.65 ГГц обеих поляризаций, вторая – с использованием каналов на частотах 18.7, 23.8 и 36.5 ГГц, только горизонтальной поляризации. Более высокочастотные каналы обладают большей чувствительностью к скорости ветра и лучшим пространственным разрешением, чем каналы С- и Х-диапазона. Однако, влияние атмосферы на высокочастотных каналах тоже

выше. С этим связаны и большие погрешности при восстановлении ветра, что будет продемонстрировано при описании верификации алгоритмов.

Для обоих алгоритмов использовалась полностью связанная нейронная сеть с количеством входных параметров от 3-х до 7 и одним скрытым уровнем нейронов. Проведение более 20 экспериментов с результатами модельных расчетов с различными входными параметрами позволило определить, что минимальная погрешность оценки скорости ветра обеспечивается при использовании в алгоритме четырех низкочастотных каналов – на 6.9 и 10.65 ГГц вертикальной и горизонтальной поляризаций ($\sigma_V^1 = 0.9$ м/с) (низкочастотный (НЧ) алгоритм). Однако, поскольку пространственное разрешение на этих каналах почти в 4 раза хуже, чем на – каналах, принимающих излучение на частотах 18.6, 23.8 и 36.5 ГГц, использование альтернативного алгоритма (высокочастотный (ВЧ)) с 3-мя входными каналами – на 18.6, 23.8 и 36.5 ГГц горизонтальной поляризации может быть эффективным в условиях оптически прозрачных атмосфер с малыми значениями атмосферного ослабления (поглощения) сигнала. Погрешность данного алгоритма, рассчитанная на всем массиве данных, в 2 раза выше ($\sigma_V^2 = 1.8$ м/с), чем при использовании каналов на 6.9 и 10.65 ГГц.

Оптимальные конфигурации нейронных сетей для НЧ и ВЧ алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным измерений AMSR2 представлены на рисунке 5.1.

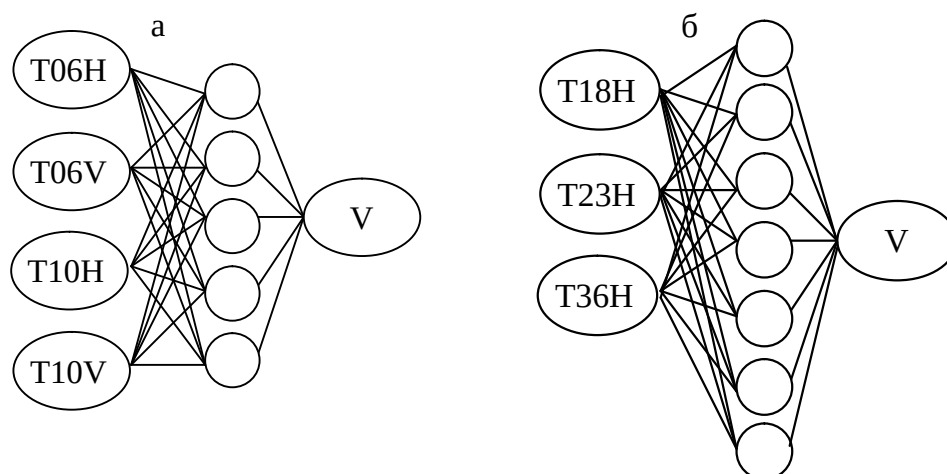


Рисунок 5.1 Конфигурации нейронных сетей, используемые в алгоритмах восстановления приводного ветра по данным измерений AMSR-E, AMSR2 (а) при оптически плотной атмосфере ($t_{10} > 0.08$) – НЧ алгоритм; (б) при оптически прозрачной атмосфере ($t_{10} < 0.08$) - ВЧ алгоритм.

5.2 Валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра при отсутствии осадков для диапазона умеренных (< 15 м/с) ветров с использованием измерений морских буев

Валидация алгоритмов оценки скорости приводного ветра была проведена для исторического предшественника AMSR2 – радиометра AMSR-E. Спутниковый сканирующий микроволновый радиометр AMSR-E успешно проработал с 2002 по 2011 год, отличается устойчивой калибровкой и имеет те же каналы измерений, что и AMSR2, за исключением двух дополнительных каналов, работающих на частоте 7.3 ГГц. Поэтому настроенные алгоритмы, поскольку в них не задействованы измерения на частоте 7.3 ГГц, могут быть применены к измерениям AMSR-E после добавления соответствующих калибровочных поправок, различающихся для этих двух инструментов. Для валидации была использована база данных сопутствующих измерений AMSR-E и измерений морских буев (30

измерений AMSR-E с центром элемента разрешения в пределах 50 км от буя и в пределах временной разницы 1 час), предоставленных JAXA автору работы, поскольку автор входил в состав Principal Investigators по разработке алгоритмов для серии AMSR. Всего было обработано 54882 данных измерений морских буев по всему мировому океану за период с 2003 по 2006 год. Из всего массива данных по скоростям ветра были оставлены лишь те данные, для которых вариации спутниковых оценок скорости ветра в 30 пикселях не превышали $V_u = 1.5$ м/с. Данные с $\Delta V > V_u$ рассматривались как пространственно неоднородные и были в исключены из массива для валидации. При использовании ВЧ и НЧ алгоритмов использовалось различное количество данных. Оценки ветра ВЧ алгоритмом, использующим более высокие частоты, оказываются более чувствительными к атмосферным неоднородностям, увеличивающим погрешность восстановления ветра. При использовании НЧ алгоритма критерию однородности удовлетворяло 16064 данных, при использовании ВЧ алгоритма – 13803 данных. Для отобранных данных было проведено тестирование алгоритмов, состоящее из а) вычисления среднеквадратичной ошибки восстановления S_V - (для всех данных и отдельно для северных, умеренных и тропических широт, отдельно для низких значений скорости ветра ($V < 3$ м/с), умеренных ($3 \text{ м/с} \leq V \leq 15$ м/с) и высоких $V > 15$ м/с) и б) построения полей скоростей ветра для выборочных случаев для визуальной оценки адекватности работы алгоритмов в различных условиях. Для этих выборочных случаев были также оценены атмосферные условия (атмосферное поглощение). Всего визуально было проанализировано 73 случая сопутствующих измерений. Лишь для 452 данных измерений атмосферные условия удовлетворяли условию $t_{10} < 0.08$, т.е. позволяли применить ВЧ алгоритм.

Результаты тестирования алгоритмов суммированы в таблице 5.1 и на рисунке 5.2.

Таблица 5.1. Погрешность ВЧ и НЧ – алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным измерений AMSR-E, рассчитанная на основе тестирования с использованием данных морских буев.

	ВЧ алгоритм		НЧ алгоритм	
	количество данных	S_V , м/с	количество данных	S_V , м/с
все данные	452	2.5	13351	1.3
северные широты ($> 60^\circ\text{С.Ш.}$)	102	2.0	263	1.5
умеренные и тропические широты ($< 60^\circ\text{С.Ш.}$)	350	2.6	13088	1.3
$V < 3$ м/с	56	3.2	962	2.1
$3 \text{ м/с} \leq V \leq 15 \text{ м/с}$	389	2.2	12372	1.2
$V > 15$ м/с	7	3.1	17	2.2

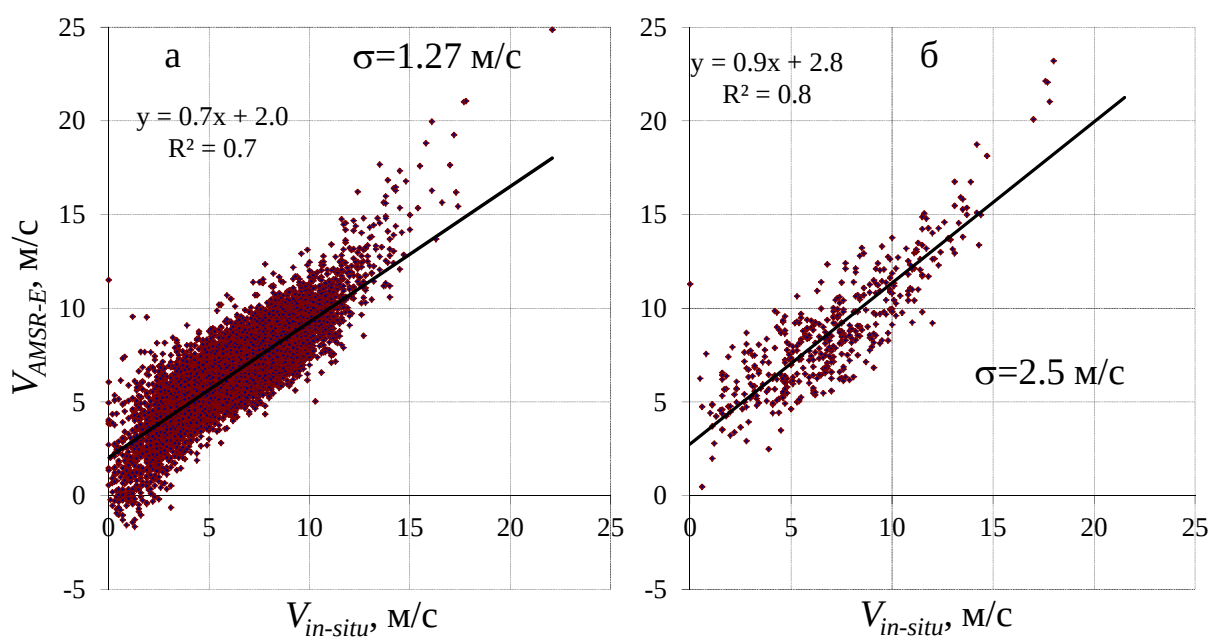


Рисунок 5.2. Диаграммы разброса скоростей приводного ветра, восстановленных по данным AMSR2, от измерений морских буев (а -НЧ алгоритм; б – ВЧ алгоритм).

Анализ результатов тестирования позволяет сделать следующие выводы. НЧ алгоритм, использующий измерения $T_{\text{я}}$ на каналах 6.9 и 10.6 ГГц, обладает в 2 раза более высокой точностью оценок скорости приводного

ветра ($\sigma_{\text{НЧ}} = 1.27$ м/с), чем ВЧ алгоритм ($\sigma_{\text{ВЧ}} = 2.5$ м/с). В северных широтах погрешность ВЧ алгоритма ниже, чем в тропических, а для НЧ алгоритма, наоборот, выше. Поэтому в условиях оптически прозрачных атмосфер северных широт с низкими значениями влаго- и водозапаса использование ВЧ алгоритма предпочтительнее, учитывая его более высокое разрешение. Точность восстановления слабых ветров ($V < 3$ м/с) порядка величины самих значений V . Данных с $V > 15$ м/с, в базе сопутствующих измерений AMSR-E и морских буев недостаточно (менее 10 измерений). Более того, измерения буев занижают сильные ветра. Поэтому для скоростей ветра, превышающих 15 м/с, валидация была проведена отдельно, с использованием данных измерений другого спутникового инструмента – скаттерометра ASCAT и с использованием данных измерений ветра с нефтяных платформ.

5.3 Валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра, при отсутствии осадков с использованием измерений нефтяных платформ для сильных (> 15 м/с) ветров

Измерения ветра на платформах, проводимые на высоте не ниже 50 м (приведенные к 10 м над уровнем моря), обладают высокой точностью в условиях сильных ветров. Измерения на таких высотах не искажаются воздушным потоком вокруг судов, как в случае проведения измерений с судна, и не затеняются высокими волнами, как при измерениях морских буев.

Измерения ветра с нефтяных платформ Норвежского и Северного морей были предоставлены Норвежским Метеорологическим Институтом. Над этими морями нередко случаи прохождения внетропических и полярных циклонов, поэтому среди данных достаточно скоростей ветра, превышающих 15 м/с. Около 64000 всех данных содержат измерения $V > 20$ м/с.

Все метеорологические станции на платформах расположены на высоте выше 50 м, кроме станции Norge с высотой 33 м. Информация по станциям представлена в таблице 5.2, а их пространственное расположение показано на рисунке 5.3.

Таблица 5.2 Характеристики станций на нефтяных платформах, измерения которых использовались для валидации алгоритмов восстановления V по данным AMSR2.

№ п/п	№ станции	Название	Широта	Долгота	Высота, м	Средняя скорость 10 м ветра, м/с	Максим. скорость 10 м ветра, м/с
1	76920	EKOFISK	56.5453	3.2149	114	7.6	23.7
2	76926	SLEIPNER A	58.371	1.9091	136	8.1	28.0
3	76932	HEIMDAL	59.5742	2.2273	71	7.1	27.8
4	76931	TROLL A	60.6435	3.7193	128	7.4	24.7
5	76923	GULLFAKS C	61.2042	2.2687	143	7.2	22.8
6	76925	DRAUGEN	64.352	7.7792	78	6.9	23.6
7	76928	HEIDRUN	65.3229	7.3156	131.3	6.8	24.3
8	76930	NORNE	66.0256	8.085	63.4	6.7	24.3

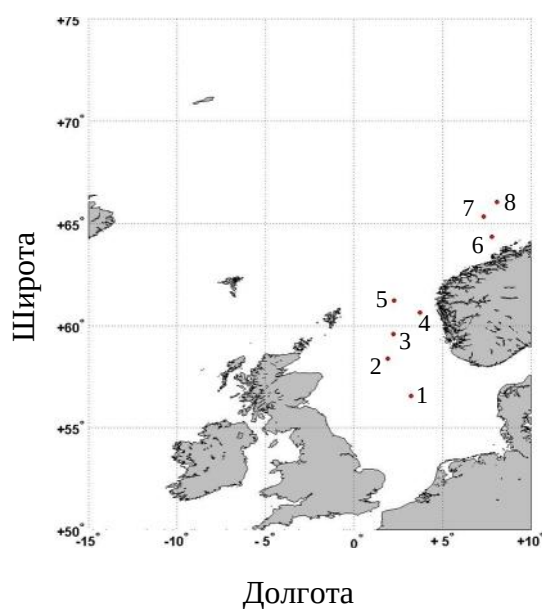


Рисунок 5.3 Расположение нефтяных платформ в Норвежском и Северном морях, измерения ветра на которых использовались для валидации алгоритмов восстановления V по данным AMSR2.

На рисунке 5.4 представлено распределение скорости приводного ветра в итоговой базе данных измерений нефтяных платформ.

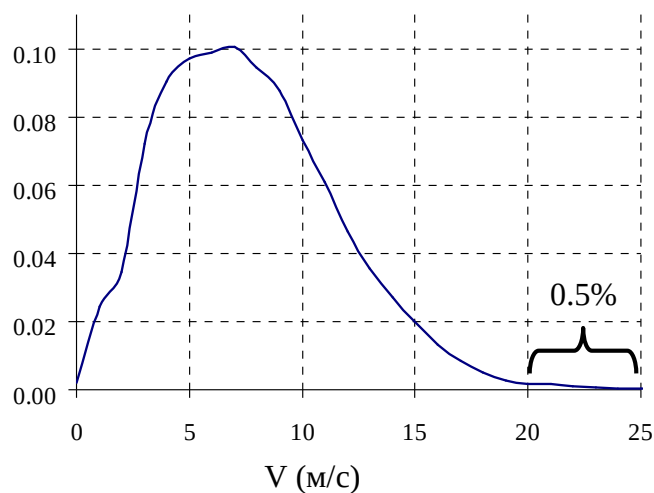


Рисунок 5.4. Распределение скорости приводного ветра в базе данных сопутствующих измерений нефтяных платформ.

Пространственно-временное совмещение позволило отобрать около 6500 сопутствующих измерений скорости ветра и радиометрических данных AMSR2 с разницей во времени измерений, не превышающей 30 минут на расстоянии от центра элемента разрешения до станции в пределах 25 км. Результаты сравнения данных по скорости ветра с платформ $V_{in-situ}$ и результатов применения НЧ- и ВЧ-алгоритмов восстановления V_{AMSR2} представлены диаграммой разброса на рисунке 5.5.

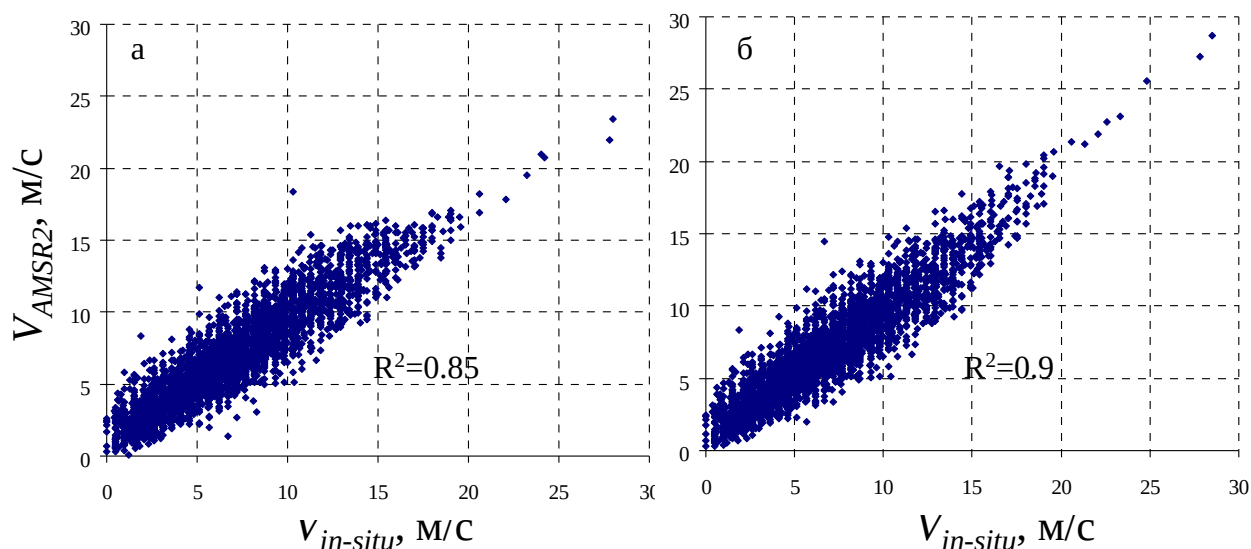


Рисунок 5.5 Результаты тестирования алгоритмов восстановления скорости приводного ветра при помощи измерений ветра с нефтяных платформ: (а) – ВЧ алгоритм; (б) – НЧ алгоритм.

Результирующая среднеквадратичная погрешность восстановления V ВЧ алгоритмом $\sigma_{ВЧ} = 1.6$ м/с, НЧ алгоритмом $\sigma_{НЧ} = 1.4$ м/с. V_{AMSR2} , восстановленные при помощи НЧ алгоритма, лучше коррелируют с данными измерений нефтяных платформ (коэффициент корреляции 0.9), чем V_{AMSR2} , восстановленные при помощи ВЧ алгоритма (коэффициент корреляции 0.85). Кроме того, из диаграммы разброса видно, что ВЧ алгоритм существенно занижает данные наземных измерений в области сильных ветров. Средняя разница между восстановленными по данным AMSR2 и измеренными на платформах скоростями ветра для ветров с $V > 15$ м/с составляет 1.9 м/с для ВЧ алгоритма и всего 0.05 м/с для НЧ алгоритма. Всего в данных было 238 измерений скоростей ветра с $V > 15$ м/с и 18 с $V > 20$ м/с, что не дает возможности сделать вывод о применимости методов в условиях ураганных ветров (> 33 м/с). Такой вывод будет сделан в дальнейшем, на основании анализа данных в ураганах и доработки метода, позволяющего использовать его в условиях осадков.

5.4 Сравнение результатов применения алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным AMSR2 со спутниковым продуктом по ветру на основании измерений Metop-A ASCAT

Результаты применения алгоритмов восстановления V по данным AMSR2 были сравнены с альтернативными спутниковыми измерениями ветра с использованием скаттерометрических данных - со спутниковым продуктом по ветру на основании измерений Metop-A ASCAT. Сравнение также проводилось для региона, характеризующегося сильными ветрами, связанными с прохождением внетропических циклонов, - для Северной Атлантики.

Использовался спутниковый скаттерометрический продукт по ветру со спутника Metop-A (Operational and Optimized Coastal Ocean Near-Real-Time продукт второго уровня), предоставляемый архивным центром Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL). Данный европейский продукт по ветру прошел все стадии интенсивной валидации для умеренных ветров, однако он занижает сильные ветра [Verspeek et al., 2010].

Для тестирования данные ASCAT и AMSR2 были перепроецированы на единую регулярную сетку $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Были проанализированы два года 2012 и 2013 измерений и отобраны 33 случая внетропических циклонов. GCOM-W1 AMSR2 и MetOp-A ASCAT проводят близкие по времени измерения только над двумя регионами Земли – над Северной Атлантикой в районе 11-14 Гр. (с разницей по времени 0-2 часа) и над северной частью Тихого океана ночью (с разницей по времени 2-4 часа). Учитывая быструю эволюцию полей ветра, второй регион был исключен из рассмотрения.

Примеры квази-синхронных полей ветра по данным ASCAT и восстановленных при помощи разработанных алгоритмов по данным AMSR2 для случая внетропических циклонов в Северной Атлантике приведены на рисунке 5.6.

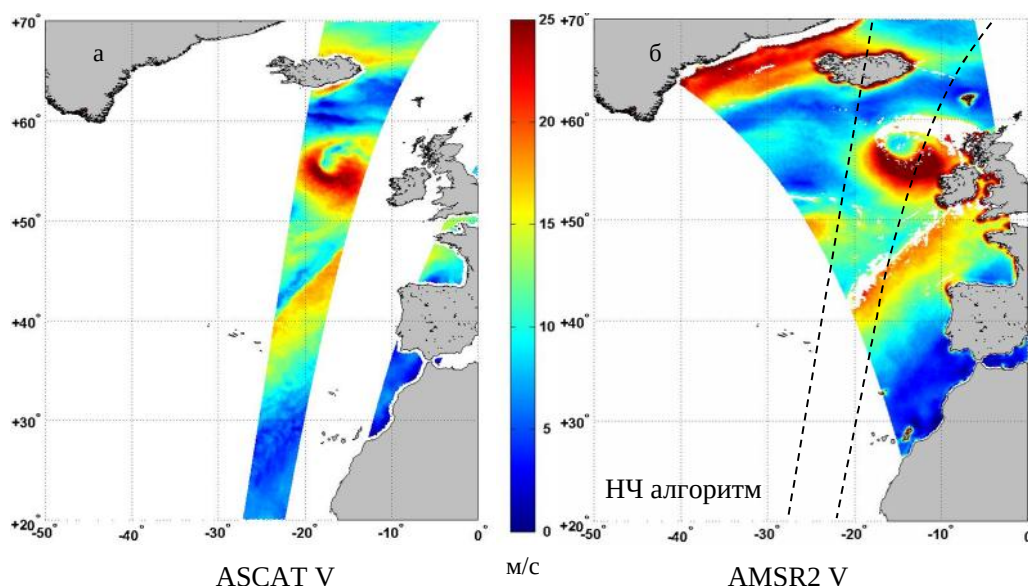


Рисунок 5.6 Поля скорости приводного ветра для внетропического циклона в Северной Атлантике: (а) по данным ASCAT; (б) восстановленное при помощи НЧ алгоритма по данным AMSR2. 29 января 2013 ~ 10:30-11:30 Гр.

Для получения количественной оценки сравнения результатов восстановления V по данным ASCAT и по данным AMSR2, из отобранных данных были выделены области пространственно-временного совмещения. С учетом быстрой эволюции полей ветра для сравнения отбирались только те данные, для которых измерения проводились в пределах 15 минут. Пример полей ветра для области пространственно-временного совмещения приведен на рисунке 5.7. А диаграммы разброса скорости ветра, восстановленной по данным AMSR2 с помощью НЧ и ВЧ алгоритмов от скорости ветра по данным ASCAT, с учетом количества данных, попадающих в тот или иной диапазон скоростей ветра, представлены на рисунке 5.8.

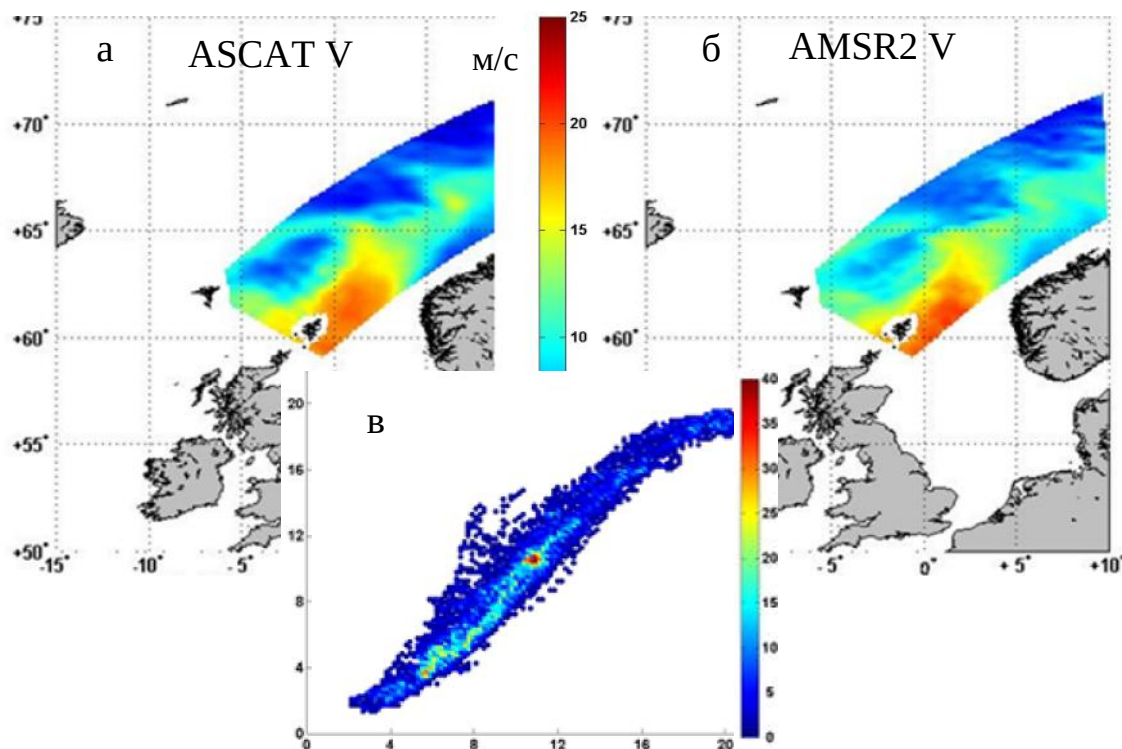


Рисунок 5.7. Область квази-синхронных, в пределах 15 минут измерений, полей ветра: (а) по данным ASCAT; (б) восстановленных при помощи НЧ алгоритма по данным AMSR2; (в) диаграмма разброса скорости ветра по данным AMSR2 от скоростей ветра по данным ASCAT для данной области. Цветовая шкала на диаграмме разброса представляет количество данных в соответствующем диапазоне скоростей ветра.

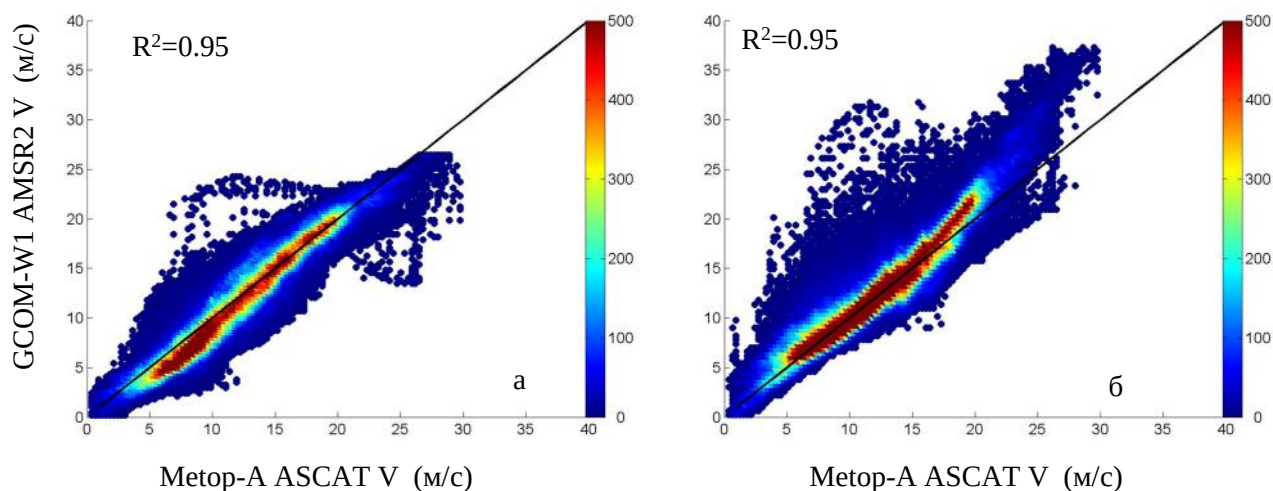


Рисунок 5.8. Диаграмма разброса скоростей ветра, восстановленных по данным AMSR2, от скоростей ветра по данным ASCAT: (а) – ВЧ алгоритм;

(б) – НЧ алгоритм. Цветовая шкала представляет количество данных в соответствующем диапазоне скоростей ветра.

По результатам сравнения оба алгоритма – и ВЧ, и НЧ – позволяют восстанавливать скорости ветра, коррелирующие с измерениями ASCAT с высоким значением коэффициента корреляции 0.95. Среднеквадратичная разница σ между ВЧ AMSR2 V и ASCAT V составляет 1.6 м/с, σ между НЧ AMSR2 V и ASCAT V составляет 1.9 м/с. Не обнаруживается существенной разницы в эффективности воспроизводства алгоритмами скоростей ветра по ASCAT в диапазоне скоростей 5 – 15 м/с. При этом разница для диапазона сильных ветров очевидна.

Использование ВЧ алгоритма приводит к систематическому смещению AMSR2 ветра относительно ASCAT ветра до 20 м/с и недооценке ASCAT ветра для скоростей, превышающих порог 20 м/с. Корреляция AMSR2 и ASCAT оценок ветра падает до 0.7 для $V > 15$ м/с и до 0.5 для $V > 20$ м/с. Подобная недооценка может быть следствием высоких значений погрешностей алгоритма в условиях повышенной плотности атмосферы, сопровождающей развитие внетропических циклонов. Сильные ветра часто сопровождаются высокими значениями интегральных параметров влагосодержания атмосферы – ее влагозапаса и водозапаса облаков.

Использование НЧ алгоритма приводит к переоценке ASCAT ветра для скоростей, превышающих порог 15 м/с. Корреляция AMSR2 и ASCAT оценок ветра падает до 0.8 для $V > 15$ м/с и до 0.6 для $V > 20$ м/с. На самом деле, продукт ASCAT занижает реальные скорости ветра при $V > 15$ м/с. Поскольку алгоритмы восстановления скорости приводного ветра по данным AMSR2 протестированы с использованием данных измерений ветра с нефтяных платформ, высокоточных для сильных ветров, логично предположить, что ошибочными являются скаттерометрические скорости ветра, а не радиометрические. Результаты подобной недооценки скаттерометром высоких значений проиллюстрированы на рисунке 5.9, где

приведены диаграммы разброса скоростей ветра, восстановленных по данным AMSR2, от скоростей ветра по данным ASCAT для сильных ($V > 15$ м/с) и очень сильных ($V > 20$ м/с) ветров.

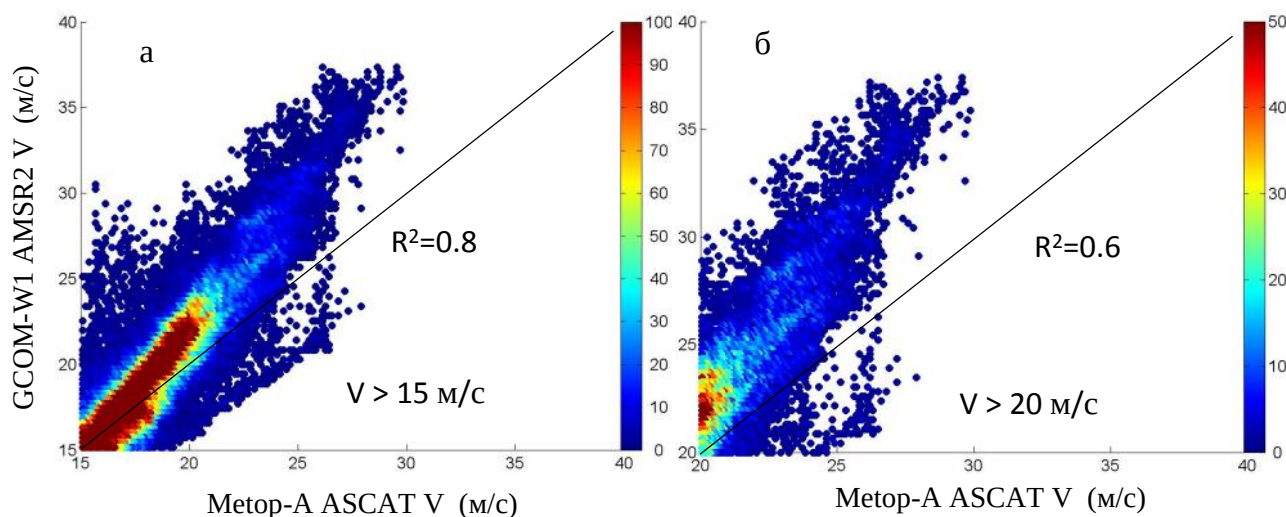


Рисунок 5.9. Диаграмма разброса скоростей ветра, восстановленных по данным AMSR2 НЧ алгоритмом, от скоростей ветра по данным ASCAT: (а) – $V > 15$ м/с; (б) – $V > 20$ м/с. Цветовая шкала представляет количество данных в соответствующем диапазоне скоростей ветра.

5.5 Метод восстановления скорости приводного ветра в условиях тропических циклонов

Как отмечалось во введении к настоящей главе, в основе метода восстановления скорости приводного ветра в ТЦ по данным измерений AMSR2 лежит выделение из общего измеряемого излучения на частотах 6.9 и 10.65 ГГц микроволнового излучения жидких осадков (дождя) с радиояркостной температурой T_R . Метод выделения T_R из общей $T_{\text{я}}$ основан на анализе полей $T_{\text{я}}$ над ТЦ и параметризации T_R в терминах разностей измерений на каналах 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц вертикальной поляризации. После вычитания T_R из $T_{\text{я}}$ к результирующему остатку, который представляет собой излучение системы океан-атмосфера без дождя, применяется НЧ алгоритм

восстановления скорости приводного ветра, разработанный в предыдущих подразделах для условий без осадков.

Для анализа полей T_a в тропических циклонах использовались данные AMSR2 уровня Level 1B с геопривязкой типа «swath», предоставленные службой поддержки пользователей JAXA GCOM-W1. Характерной особенностью геопривязки «swath» является примерно одинаковый размер пикселей, составляющий для каналов C- и X- диапазона 10 км×10 км. Реальное пространственное разрешение существенно ниже и составляет 35 км ×62 км для 6.9 ГГц, 35 км ×62 км для 7.3 ГГц, и 34 км ×58 км для 10.65 ГГц каналов. Несмотря на то, что измерения на разных каналах для данных уровня Level 1B относятся к одним и тем же пикселям, фактически регистрируемый сигнал формируется отличающимися друг от друга пространственными областями. Это происходит из-за того, что рупоры антен пространственно разделены. В случае существенных пространственных вариаций параметров океана и атмосферы в пределах элемента разрешения использование данных уровня Level 1B в качестве входных параметров алгоритмов приводит к понижению точности восстановления геофизических параметров. В 2016 году служба поддержки пользователей GCOM-W1 выпустила новый спутниковый продукт – перепроецированные радиояркостные температуры уровня Level 1R, в котором T_a пересчитаны с учетом особенностей приемных устройств и относятся к единому пространственному элементу. Поэтому при применении методов, описываемых в настоящей работе, следует использовать эти данные вместо данных уровня Level 1B.

Для анализа полей T_a над ТЦ из базы данных объединенного центра предупреждения о тайфунах (Joint Typhoon Warning Center – JTWC) были отобраны только те тайфуны, для которых поля ветра были симметричны относительно центра (согласно данным Best Track анализа) и у которых на одинаковом расстоянии от центра в области ураганных ветров наблюдались зоны без осадков и с осадками. Последнее условие необходимо для

выделения и параметризации радиояркой температуры осадков на частотах С- и Х-диапазона. Всего было найдено 18 полей, удовлетворяющих данным условиям.

Для выделения T_R из общей T_a рассмотрим микроволновое излучение пространственных дискретных элементов системы океан – атмосфера (пикселей) на равном расстоянии от центра тайфунов. Корректное определение положения центров ТЦ выполнялось при помощи анализа снимков MODIS видимого диапазона разрешения 250 м. Координаты положения центров ТЦ определялись по снимкам MODIS, а затем корректировались в соответствии с разницей во времени измерений MODIS и AMSR2 и скоростью движения циклонов с использованием подхода, описанного в [Liu et al., 2014]. Первое приближение, которое лежит в основе излагаемого подхода, заключается в утверждении, что в ТЦ с симметричным полем ураганных ветров вариации микроволнового излучения системы океан-атмосфера на равном расстоянии от центра ТЦ вследствие вариаций скорости ветра пренебрежимо малы по сравнению с вариациями, обусловленными вариациями интенсивности осадков. Строго говоря, для любого ТЦ это утверждение некорректно. Но при симметричном поле ураганных ветров (по данным анализа Best Track) данное допущение имеет основания для использования.

Рисунки 5.10 и 5.11 иллюстрируют примеры полей T_a вертикальной поляризации на частотах 10.65 ГГц и 89 ГГц соответственно для двух случаев ТЦ – тайфунов Haiyan (а) и Danas (б), удовлетворяющих описанным выше критериям: симметричности поля ураганных ветров и наличия областей с осадками и без осадков на равном расстоянии от центров циклонов. Окружности на рисунках имеют радиусы 200 км для ТЦ Haiyan и 110 км для ТЦ Danas. В работе [Jiang et al., 2013] на основе 11-летнего анализа данных TRMM радара высокого разрешения обобщаются свойства осадков тропических циклонов. Большинство ТЦ на разной стадии развития обладают схожей структурой осадков. Она состоит из области внутреннего

ядра, включающего развитые или неразвитые стены глаза циклона, внутреннюю зону интенсивных осадков – либо каплеобразную, либо в виде полосы, - и внешнюю зону осадков, часто отделенную от внутренней зоны областью без осадков, а, зачастую, и без облаков. В соответствии с приведенной классификацией, большая часть окружностей на рисунках 5.10 и 5.11 проходит через внутреннюю зону осадков, в то время как меньшая часть (зоны А и В, обозначенные жирной зеленой линией) приходится на типичную безоблачную область, примыкающую к внешней зоне осадков. Анализ полей $T_{\text{я}}$ на частоте 89 ГГц вертикальной поляризации на рисунке 5.11 свидетельствует о справедливости данного утверждения, поскольку в пределах зон А и В $T_{\text{я}}$ (89 ГГц) ~ 280 К и даже не достигает насыщения. Рассеяние в пределах зон А и В отсутствует, в отличие от области стен глаза и спиральных зон осадков, где низкие значения $T_{\text{я}}$ на 89 ГГц свидетельствуют о наличии рассеяния, то есть, об осадках.

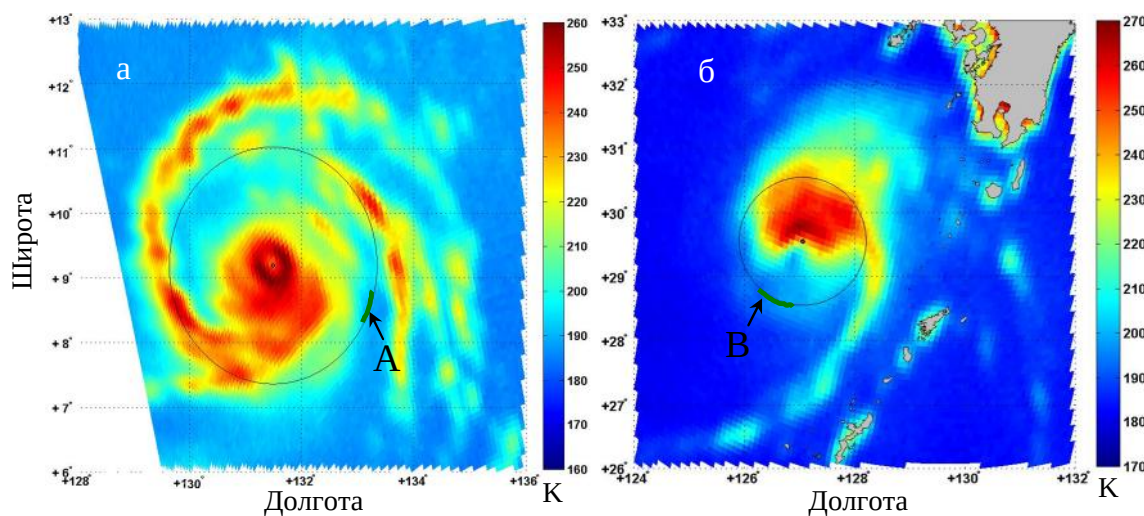


Рисунок 5.10. Поле радиояркостных температур на частоте 10.65 ГГц вертикальной поляризации: (а) тайфун Haiyan 7 ноября 2013 $\sim 4:20$ Гр.; (б) тайфун Danas 7 октября 2013 $\sim 17:15$ Гр. Зоны А и В соответствуют элементам системы океан-атмосфера без осадков.

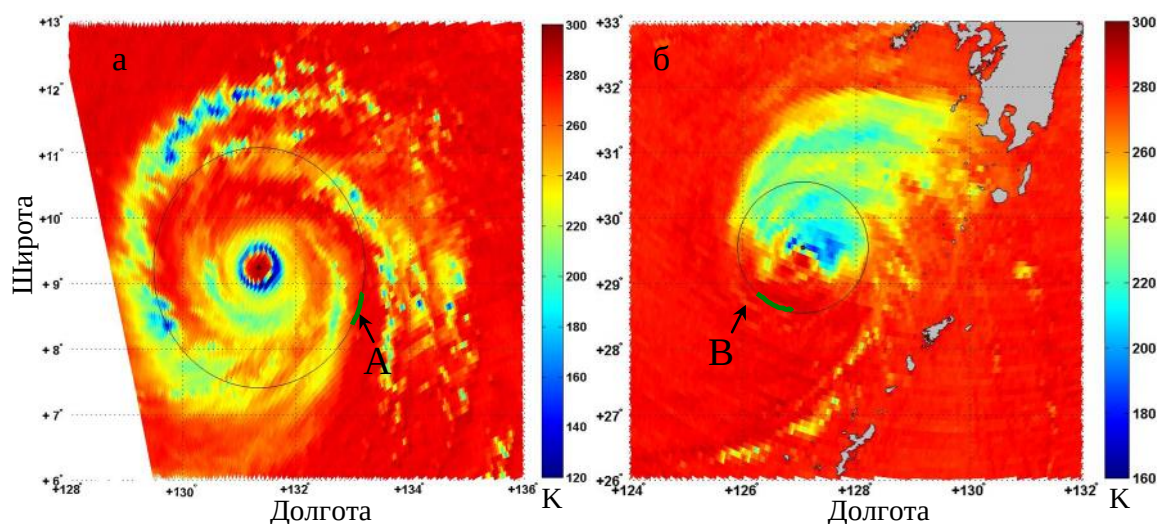


Рисунок 5.11. Поле радиояркостных температур на частоте 89 ГГц вертикальной поляризации: (а) тайфун Haiyan 7 ноября 2013 ~ 4:20 Гр.; (б) тайфун Danas 7 октября 2013 ~ 17:15 Гр. Зоны А и В соответствуют элементам системы океан-атмосфера без осадков.

Таким образом, над зонами А и В (и аналогично, для подобных зон остальных 16 ТЦ, отобранных для анализа) $T_{я}$, измеренные на каналах 6.9, 7.3, 10.65 ГГц, вертикальной и горизонтальной поляризаций, представляют собой радиояркостные температуры системы океан – атмосфера без осадков, которые обозначим как $T_{я6}^B$, $T_{я6}^Г$, $T_{я7}^B$, $T_{я7}^Г$, $T_{я10}^B$, $T_{я10}^Г$. В пределах самих зон А и В вариации $T_{я}$ малы и не превышают 0.5 К на каналах С-диапазона и 1.5 К на каналах Х-диапазона. В сформулированном приближении (вариации $T_{я}$ вдоль окружности вследствие вариаций скорости ветра V пренебрежимо малы), вариации $T_{я}$ вдоль окружности обусловлены вариациями интенсивности осадков R . Наша задача – найти радиояркостную температуру осадков вдоль окружности T_R для каналов на частотах 6.9 и 10.65 ГГц и параметризовать ее как функцию измеряемых радиояркостных температур. После вычитания T_R из $T_{я}$, получим $T_{я0}$, к которой можно будет применить НЧ алгоритм восстановления скорости приводного ветра, как если бы в системе отсутствовали осадки.

Анализируя $T_{\text{я}}$ на равном расстоянии от центров ТЦ (вдоль окружностей на рисунках 5.10 и 5.11), сделаем еще несколько допущений. Во-первых, будем считать, что вариации других параметров влагосодержания атмосферы, отличных от параметров дождя, (это влагозапас атмосферы Q и водозапас облаков W) пренебрежимо малы. Строго говоря, это не так. Однако, влияние вариаций Q и W на частотах С- и Х- диапазона на $T_{\text{я}}$ существенно меньше, чем на более высоких частотах. Численные расчеты $T_{\text{я}}$ показывают, что увеличение Q на 10 кг/м^2 ведет к росту AMSR2 $T_{\text{я}}$ порядка 0.4 К на каналах С- диапазона и $\sim 1 \text{ К}$ на каналах Х- диапазона. Увеличение водозапаса облаков W на 0.5 кг/м^2 ведет к росту $T_{\text{я}}$ $\sim 2 \text{ К}$ на каналах С- диапазона и $\sim 6 \text{ К}$ на каналах Х- диапазона. Эти значения на 2 порядка меньше, чем изменения $T_{\text{я}}$ при изменении интенсивности осадков всего в 1 мм/ч [Weissman et al., 2012].

Следующее приближение касается вариаций скорости ветра на равном расстоянии от центров циклона. Несмотря на то, что для анализа были отобраны только те поля, скорость ветра в ураганных областях которых по данным Best Track анализа была симметричной относительно центра циклонов, тем не менее, в реальности поля ветра могут быть асимметричными с разницей в зоне максимальных ветров (ЗМВ) порядка $3 - 10 \text{ м/с}$. Вне ЗМВ асимметрия поля ветра примерно на 30% меньше, чем в ЗМВ [Uhlhorn et al., 2014]. Однако, ветровая зависимость излучения на частотах С – и Х- диапазона очень близка, поэтому, до известной степени, разницы в измерениях $DT_{\text{я}7,6}^B = T_{\text{я}7}^B - T_{\text{я}6}^B$ и $DT_{\text{я}10,7}^B = T_{\text{я}10}^B - T_{\text{я}7}^B$ на равном расстоянии от центров ТЦ (вдоль окружностей на рисунках 5.10 и 5.11) не зависят от состояния морской поверхности и являются, главным образом, функциями параметров осадков (интенсивности осадков R). Горизонтально поляризованные измерения не используется для параметризации по причине более сильной зависимости от скорости ветра.

Таким образом, радиояркая температура $T_{я}$ вдоль окружности над системой океан-атмосфера с осадками может быть выражена в виде суммы двух компонент: радиояркая температура системы без осадков $T_{я0}$ и радиояркая температура дождя T_R . Для того, чтобы найти T_R , $T_{я0}$ полагается постоянной на равном расстоянии от центров ТЦ (вдоль окружностей). Для оценки погрешности такого приближения проведем численные расчеты $T_{я}$ с использованием формул 2.3 – 2.7.

В приближении изотермичной атмосферы зависимость температуры от высоты может быть представлена как $T(h) = T_s - \Delta T = T$, где $\Delta T = 10-15^\circ\text{K}$ – коррекция на неизотермичность атмосферы. Восходящее и нисходящее излучение атмосферы, которые полагаются одинаковыми [Mitnik and Mitnik, 2003], могут быть представлены в виде суммы T_a и T_R , где:

$$T_{яa}^{up} = \frac{1}{\cos q} \int_0^\infty T(h) a(h) \exp\left(-\frac{1}{\cos q} \int_h^\infty a(h') dh'\right) dh = T \cdot \{1 - \exp(-t_0 + t)\} \approx T_a + T_R \quad (5.1)$$

$$T_{яa}^{down} = (1 - c) \cdot \exp(-t) \cdot \left(\frac{1}{\cos q} \int_0^\infty T(h) a(h) \exp\left(-\frac{1}{\cos q} \int_0^h a(h') dh'\right) dh\right) =$$

$$= (1 - c) \cdot \exp(-t) \cdot T \cdot \{1 - \exp(-t_0 + t)\} \approx (1 - c) \cdot \exp(-t) \cdot (T_a + T_R) \quad (5.2)$$

где $T_a = T \tau_0$, $T_R = T \tau_R$, a_R – коэффициент ослабления излучения дождем, a_0 – коэффициент поглощения излучения слоем атмосферы.

На самом деле, a_R представляет собой коэффициент ослабления излучения каплями воды – как облачными, так и дождевыми, a_0 – коэффициент поглощения излучения безоблачной атмосферой (молекулярным кислородом и водяным паром).

Пренебрегая реликтовым излучением ($< 2 \text{ K}$) и используя упрощения (5.1) и (5.2) можно переписать уравнение (2.3) как:

$$T_{я} = (T_a + T_R) + (T_a + T_R) \cdot (1 - c) \cdot \exp(-(t_R + t_0)) + T_s \cdot c \cdot \exp(-(t_R + t_0)) \quad (5.3)$$

Таким образом, радиояркая температура системы может быть записана как сумма двух компонент:

$$T_{я} = T_{яR} + T_{я0}, \quad (5.4)$$

где

$$T_{я0} = T_a + T_a \cdot (1 - c) \cdot \exp(-t) + T_s \cdot c \cdot \exp(-t), \quad (5.5)$$

а

$$T_{яR} = T_R + T_R \cdot (1 - c) \cdot \exp(-t). \quad (5.6)$$

$T_{яR}$ – суммарная радиояркость температура дождя, которая в своей второй части (излучение вниз, отразившееся от поверхности океана) тоже является функцией скорости приводного ветра.

Радиояркость температура системы океан-атмосфера для зон А и В $T_{я0}$ есть:

$$T_{я0} = T_{a0} + T_{a0} \cdot (1 - c) \cdot \exp(-t_0) + T_s \cdot c \cdot \exp(-t_0), \quad (5.7)$$

Полагая $T_{я0}$ постоянной вдоль окружности, мы заменяем T_a на T_{a0} и $\exp(-(t_0 + t_R))$ на $\exp(-t_0)$. Это приближение ведет к переоценке реального излучения системы океан-атмосфера без осадков в зонах, где они присутствуют. Следовательно, вычисляя $T_{яR}$ как $T_{я}$ (над зонами с осадками вдоль окружностей) минус $T_{я0}$ (над зонами А и В), мы недооцениваем действительные значения излучения дождя. Чем выше скорость ветра, тем больше величина этой недооценки.

Ошибки, вызванные использованием данных приближений, были оценены при помощи численных расчетов радиоярковых температур. Рисунок 5.12 иллюстрирует разницу между $T_{я0}$, рассчитанную в соответствии с (5.7) и $T_{я}$ системы океан – атмосфера с излучением атмосферы T_a , рассчитанным без приближений, и уменьшенным в $\exp(t_R) (T_{яa}^{down} + T_{яs})$ раз, при $V = 20$ м/с, как функцию интенсивности дождя R на 6.9 и 10.65 ГГц, горизонтальной и вертикальной поляризации, где $T_{яs} = T_s \cdot c \cdot \exp(-t)$ – излучение океана на границе атмосферы.

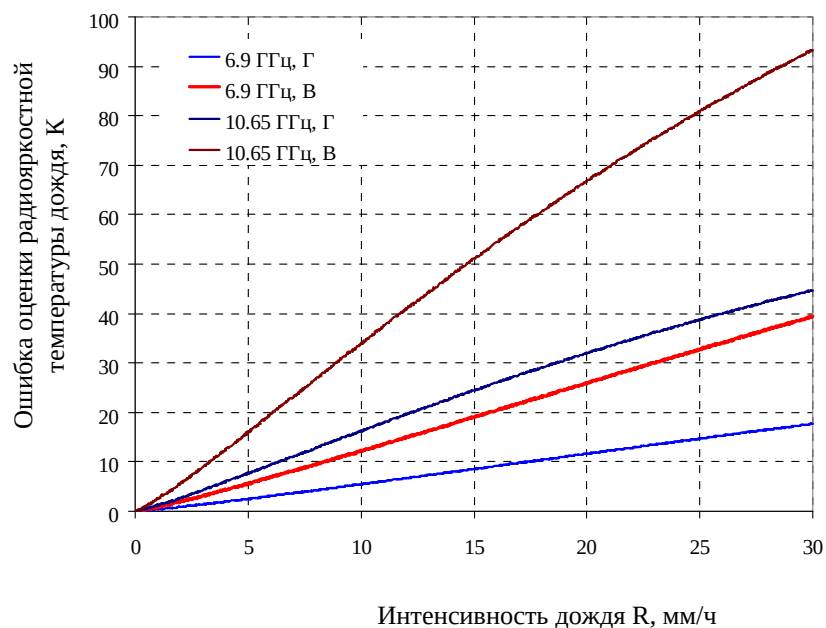


Рисунок 5.12. Ошибка оценки радиояростной температуры дождя при использовании приближения постоянства коэффициента ослабления вдоль окружности (разница между $T_{я0}$, рассчитанной в соответствии с (5.7) и $T_{я}$ системы океан – атмосфера с излучением атмосферы T_a , рассчитанным без приближений по формулам (2.3-2.7), и уменьшенным в $\exp(t_R)$ ($T_{яa}^{down} + T_{яS}$) раз) при $V = 20$ м/с, как функция интенсивности дождя R на 6.9 и 10.65 ГГц, горизонтальной и вертикальной поляризации. $T_{яS} = T_S \cdot c \cdot \exp(-t)$ – излучение океана на границе атмосферы.

Расчеты проводились для стандартной тропической атмосферы. Оптическая толщина дождя вычислялась для постоянной интенсивности дождя в слое атмосферы до 5 км. Значения Q и W равны 70 кг/м^2 и 0.9 кг/м^2 соответственно. Даже такие упрощенные вычисления позволяют сделать вывод, что наибольшие погрешности приближений связаны с предположением о постоянстве коэффициента ослабления вдоль окружностей. При слое дождя в 5 км, интенсивности дождя 10 мм/ч и скорости ветра 20 м/с ошибки расчета составляют 5 К для 6.9 ГГц, горизонтальной поляризации, 12 К для 6.9 ГГц, вертикальной поляризации,

16 К для 10.65 ГГц, горизонтальной поляризации и 34 К для 10.65 ГГц, вертикальной поляризации. С ростом скорости ветра растут и погрешности, связанные с использованием приближений. Не учет эффекта поляризации излучения рассеивающими гидрометеорами приведет к еще большим ошибкам, особенно для горизонтально поляризованного излучения. Анализ уравнения (5.7) позволяет также сделать вывод о том, что выделяя излучение дождя, мы неизбежно включаем в него нисходящую составляющую, отраженную от поверхности океана. Это, в свою очередь, также приводит к ошибкам, которые тем больше, чем выше скорость ветра (c) и интенсивность дождя (t_R). Рисунок 5.13 иллюстрирует разницу между расчетными значениями нисходящего излучения дождя, отразившегося от поверхности и ослабленного слоем атмосферы, как функцию интенсивности дождя R при $V = 0$ м/с и $V = 40$ м/с на 6.9 и 10.65 ГГц, горизонтальной и вертикальной поляризации.

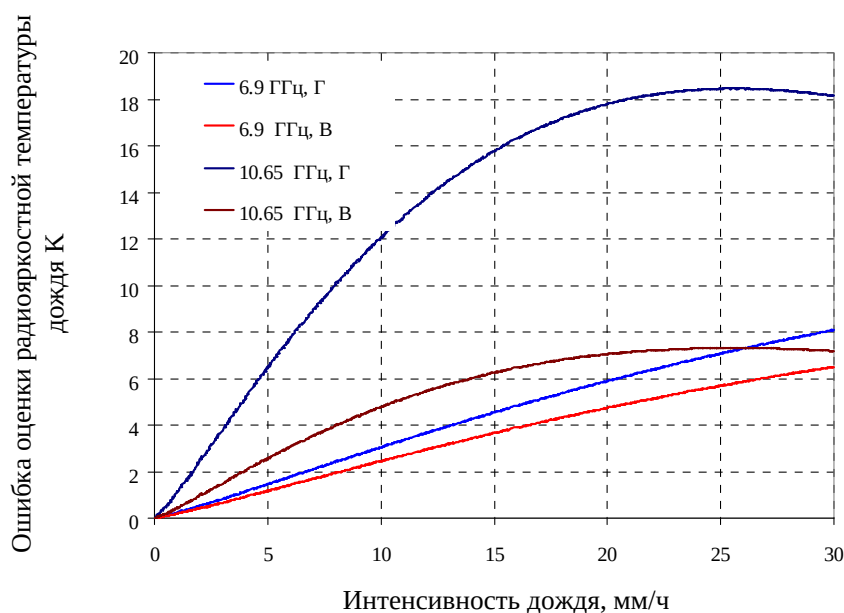


Рисунок 5.13. Ошибка оценки радиояркостной температуры дождя при использовании приближения независимости нисходящего излучения дождя, отразившегося от поверхности и ослабленного слоем атмосферы, от скорости ветра при $V = 40$ м/с, как функция интенсивности дождя R на 6.9 и 10.65 ГГц, горизонтальной и вертикальной поляризации.

При $R = 10$ мм/ч, разница в скорости ветра 40 м/с приводит к погрешности оценки радиояркостной температуры дождя, связанной с не учетом ветра, порядка 2 – 3 К на 6.9 ГГц, 5 К на 10.65 ГГц, вертикальной поляризации и порядка 12 К на 10.65 GHz, горизонтальной поляризации. Таким образом, не учет ветровой зависимости суммарного излучения дождя (нисходящего и восходящего) приводит к существенно меньшим ошибкам, чем не учет ослабления излучения дождем.

В рамках сформулированных приближений и допущений радиояркостная температура дождя может быть представлена в виде:

$$\begin{aligned} T_{я6\ R}^B &= T_{я6}^B - T_{я6\ 0}^B \\ T_{я6\ R}^\Gamma &= T_{я6}^\Gamma - T_{я6\ 0}^\Gamma \\ T_{я10\ R}^B &= T_{я10}^B - T_{я10\ 0}^B \\ T_{я10\ R}^\Gamma &= T_{я10}^\Gamma - T_{я10\ 0}^\Gamma \end{aligned} \quad (5.8)$$

где $T_{я6\ 0}^B$, $T_{я6\ 0}^\Gamma$, $T_{я10\ 0}^B$, $T_{я10\ 0}^\Gamma$ – радиояркостные температуры системы океан – атмосфера без осадков, измеренные над областями А и В, а $T_{я6}^B$, $T_{я6}^\Gamma$, $T_{я10}^B$, $T_{я10}^\Gamma$ – радиояркостные температуры системы океан – атмосфера с осадками, измеренные над остальной частью окружностей на рисунках 5.10 и 5.11. После вычисления $T_{я6\ R}^B$, $T_{я6\ R}^\Gamma$, $T_{я10\ R}^B$, $T_{я10\ R}^\Gamma$, получившиеся значения были параметризованы как функции разностей на вертикально поляризованных измерениях на каналах С-диапазона ($DT_{я\ 7,6}^B$) и С- и Х-диапазона ($DT_{я\ 10,7}^B$):

$$\begin{aligned} T_{я6\ R}^B &= a_0 + a_1 \cdot DT_{я\ 7,6}^B + a_2 \cdot DT_{я\ 10,7}^B \\ T_{я6\ R}^\Gamma &= b_0 + b_1 \cdot DT_{я\ 7,6}^B + b_2 \cdot DT_{я\ 10,7}^B \\ T_{я10\ R}^B &= c_0 + c_1 \cdot DT_{я\ 7,6}^B + c_2 \cdot DT_{я\ 10,7}^B \\ T_{я10\ R}^\Gamma &= d_0 + d_1 \cdot DT_{я\ 7,6}^B + d_2 \cdot DT_{я\ 10,7}^B \end{aligned} \quad (5.9)$$

Коэффициенты a_i , b_i , c_i , d_i , вычисленные на основании множественной регрессии с привлечением анализа всех 18 отобранных полей радиояркостных температур AMSR2 над тропическими циклонами, будут

использованы для расчета $T_{\text{я}}$ дождя на основании только данных о $DT_{\text{я}7,6}^B$ и $DT_{\text{я}10,7}^B$ для любой точки в области тропического циклона, на любом расстоянии от центра.

Таким образом, метод расчета скорости приводного ветра в тропических циклонах заключается в реализации следующей последовательности действий. С использованием разностей на вертикально поляризованных измерениях на каналах С-диапазона ($DT_{\text{я}7,6}^B = T_{\text{я}7,3}^B - T_{\text{я}6,9}^B$) и С- и Х-диапазона ($DT_{\text{я}10,7}^B = T_{\text{я}10,65}^B - T_{\text{я}7,3}^B$) вычисляются значения радиояркостных температур микроволнового излучения дождя $T_{\text{я}6}^B$, $T_{\text{я}6}^{\Gamma}$, $T_{\text{я}10}^B$, $T_{\text{я}10}^{\Gamma}$, эти значения вычитаются из измерений на каналах 6.9 ГГц вертикальной и горизонтальной поляризации ($T_{\text{я}6}^B$, $T_{\text{я}6}^{\Gamma}$) и 10.65 ГГц вертикальной и горизонтальной поляризации ($T_{\text{я}10}^B$, $T_{\text{я}10}^{\Gamma}$), и к оставшимся значениям применяется низкочастотный алгоритм восстановления скорости приводного ветра, разработанный для системы океан-атмосфера без дождя.

Следует иметь в виду, что приближения и допущения, использованные при выводе параметризаций (5.9), в разных областях ТЦ и при разных значениях интенсивности осадков справедливы с разной погрешностью. Интенсивные осадки изменяют микроволновое излучение атмосферы и океана сложным образом – не только за счет ослабления излучения океана дождем, дополнительного излучения слоя дождя, но и приводя к образованию слоя соленых брызг над океаном с новыми излучательными свойствами. Поэтому эмпирические коэффициенты в (5.9), полученные на основании анализа 18 полей $T_{\text{я}}$ не отражают всех возможных условий состояний океана и атмосферы, складывающихся в ТЦ. Для проверки обобщающего характера коэффициентов, многомерные регрессии были построены отдельно для каждого циклона. Анализ a_i , b_i , c_i , d_i позволил заключить, что все коэффициенты были близки для каждого из рассмотренных случаев (в пределах 5% отклонений), что дает основания для возможности использования параметризации в общем случае.

5.6 Анализ полей ветра для базы данных по тропическим циклонам

Информация о максимальных ветрах, радиусах сильных (> 15 м/с), штормовых (> 25 м/с) и ураганных (> 33 м/с) ветров доступна в данных Best Track анализа. Построение полей ветра, восстановленных с помощью разработанного метода, для ТЦ позволило провести сравнение максимальных ветров и радиусов экстремальных ветров с этими данными для нескольких регионов ТЦ. Были использованы данные для 177 тропических циклонов Северо-Атлантического сектора и Тихого океана за период 2012 – 2015 годы. Всего было построено около 600 полей ветра по данным измерений AMSR2.

Максимальные скорости ветра, радиусы ветров 17 м/с, 25 м/с и 33 м/с по данным Best Track сравнивались с соответствующими значениями, рассчитанными по данным AMSR2. Для различных стадий развития ТЦ среднеквадратичная разница между максимальными 10-минутными ветрами составила $\sigma_{V_{\max}} = 4.3$ м/с, среднеквадратичная разница между радиусами ураганных, штормовых и сильных ветров составила $\sigma_{R_h} = 60$ км (в пределах разрешения каналов на частоте 6.9 ГГц). Для сопоставления были отобраны те данные, интенсивность дождя для которых по данным ТМІ не превышала 15 мм/ч. Реальные значения интенсивностей R существенно выше, чем оценки ТМІ. И поскольку пространственное сглаживание пассивных микроволновых радиометров ведет к усреднению высоких значений R в зонах с осадками с нулевыми R в зонах без осадков в пределах элемента разрешения радиометров, эффективность метода должна быть исследована с привлечением данных измерений радара Precipitation Radar (PR) на спутнике TRMM или Dual-Frequency Precipitation Radar на спутнике Global Precipitation Mission), принимая во внимание не только значения R , но и их распределение в пределах элемента разрешения.

Несколько примеров верификации метода путем его применения к измерениям AMSR2 в условиях ураганов 4-й и 5-й категорий с анализом

альтернативных спутниковых и продуктов приведены ниже. Все продукты центра данных RSS (WindSat, AMSR2) гридированы на одну и ту же сетку ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$). Основным продуктом, использованным для сравнения, являлся всепогодный продукт по приводному ветру RSS WindSat [Meissner and Wentz, 2009].

Тайфун Danas, исключительно интенсивный тропический циклон 4-й категории по классификации Joint Typhoon Warning Center (JTWC) достиг пика интенсивности 7 октября 2013 с максимальными скоростями ветра, достигающими 115 узлов (55 м/с). Максимальные скорости ветра, восстановленные по данным AMSR2, - 53 м/с, что согласуется с данными JTWC. Рисунок 5.14(а) демонстрирует поле ветра, восстановленное по данным AMSR2 в тайфуне Danas 7 октября 2013 в 17:15 Гр. На рисунке 2.23(б) для сравнения приведено поле ветра – спутниковый всепогодный продукт WindSat RSS в 21:36 Гр. Максимальный ветер близок к восстановленному по данным AMSR2 (50 м/с).

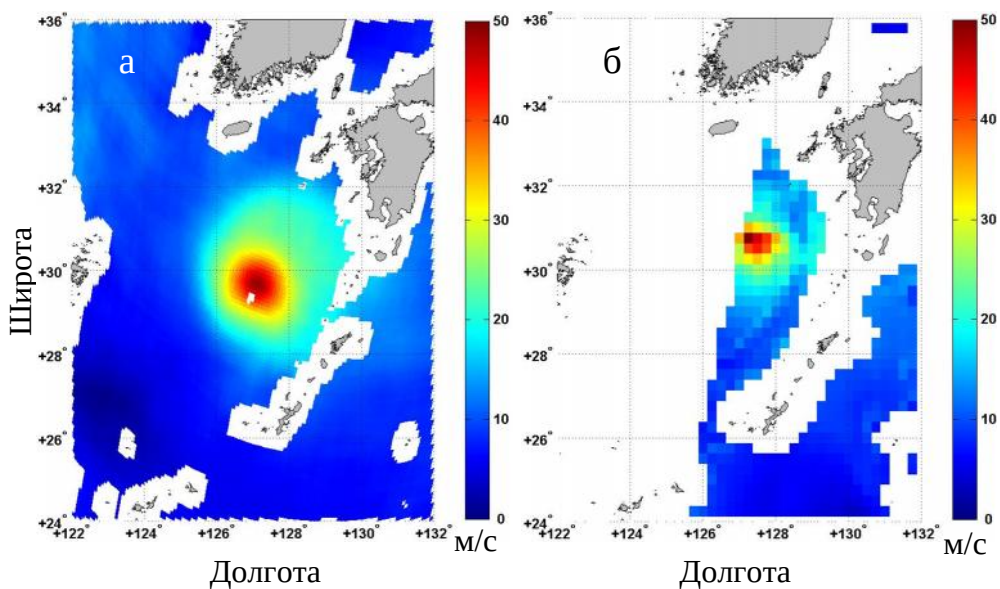


Рисунок 5.14 Поля ветра в тайфуне Danas 7 октября 2013: (а) восстановленное по данным AMSR2 в ~ 17:15 Гр.; (б) RSS WindSat продукт в ~ 21:36 Гр.

Белый цвет на рисунке 5.14 относится не только к береговым областям, где в элементы разрешения радиометра попадает суша (алгоритм не работает), но и к пикселям, замаскированным из-за наличия радиочастотных помех (RFI). Метод идентификации зон RFI изложен в конце данной главы.

Еще один пример тайфуна в западной части Тихого океана в 2014 году показан на рисунке 5.15. Тропическому циклону Halong с минимальным давлением 915 мБ была присвоена 5-я категория супертайфуна 3 августа 2014, когда скорость ветра в циклоне достигла 53 м/с. 4 августа интенсивность Halong снизилась до тайфуна 4-й категории. В 6:00 Гр. согласно данным центра по ураганам JTWC максимальные ветра в циклоне составляли 45 м/с. Рисунок 5.15(a) показывает поле ветра восстановленное при помощи разработанного метода по данным AMSR2 в ~ 04:36 Гр. Максимальный ветер равен 47 м/с. Рисунок 5.15 (a) показывает RSS WindSat всепогодный продукт по ветру в ~ 9:24 Гр., примерно через 5 часов после измерений AMSR2. Максимальный ветер по данным WindSat равен 36 м/с. Очевидно, что всепогодный продукт WindSat не только существенно занижает скорости ветра, но и обладает большими погрешностями в областях интенсивных дождевых полос: эти полосы отчетливо появляются в поле ветра. В то же время, поле ветра, восстановленное с использованием разработанного метода по данным AMSR2, практически не содержит артефактов, связанных с осадками. Лишь небольшие погрешности (повышенные значения V) наблюдаются в юго-западном квадранте и к востоку от центра циклона.

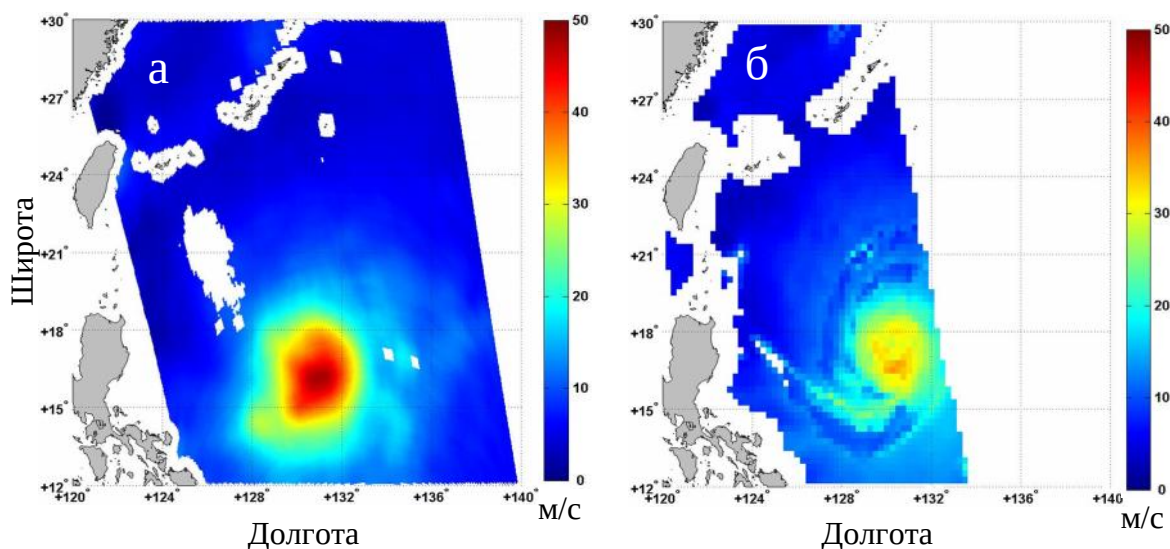


Рисунок 5.15. Тайфун Halong утром 4 августа 2014: (а) восстановленное по данным AMSR2 поле скорости ветра в ~ 04:36 Гр.; (б) RSS WindSat всепогодный продукт по ветру в ~ 9:24 Гр.

Еще один пример тропического циклона приведен на рисунке 5.16, иллюстрирующем поля ветра в ТЦ Rafael 15 октября 2012. Рисунок 5.16(а) показывает поле ветра H^*Wind , построенное с использованием данных National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Hurricane Research Division (HRD) в 19:30 Гр., в то время как рисунок 5.16(б) представляет восстановленное по данным AMSR2 поле скорости ветра в 18:00 Гр., сдвинутое на карте таким образом, чтобы центр циклона совпадал с центром ТЦ на момент построения поля H^*Wind .

H^*Wind данные по ветру представляют собой 1-минутный ветер на сетке $\sim 5.6 \times 5.6$ км, полученный в результате объективного анализа, основанного на ассимиляции и интерполяции всех возможных данных измерений ветра в ТЦ с различных наземных, самолетных и спутниковых платформ [Powell et al., 1998]. Большинство данных измерений имеют локальный характер и проводятся не одновременно, а в течение длительного промежутка времени. Эти и другие источники погрешностей полей H^*Wind

детально обсуждаются в [Adams *et al.*, 2006; Yueh, 2008]. Тем не менее, на сегодняшний день поля ветра H*Wind можно считать единственным источником *in-situ* информации о пространственных полях ветра в ТЦ. Однако, при сравнении полей ветра, восстановленных по данным AMSR2, с полями H*Wind, следует подбирать такие случаи, для которых измерения, использованные при построении H*Wind, проводились в максимально близком промежутке времени относительно времени измерений AMSR2. H*Wind поле для ТЦ Rafael 15 октября 2012 в 19:30 Гр. основано на использовании большого количества данных о скорости ветра, включая данные специально организованных самолетных измерений SFMR и сбрасываемых радиозондов, измерения буев и исследовательских судов. Область штормовых ветров (> 25 м/с) в поле ветра по данным AMSR2 к юго-востоку от центра урагана, не подтвержденная полем H*Wind, очевидно, содержит ошибочные, завышенные значения скорости ветра из-за высоких значений интенсивностей осадков (рисунок 5.16(е) показывает соответствующее поле интенсивности дождя - продукт RSS AMSR2). Также наблюдается «хвост» слегка завышенных значений скорости ветра (17-22 м/с), присутствующих, однако, и в полях ветра по скаттерометрическим данным Metop-A ASCAT ранее в 13:35 Гр. (рисунок 5.16(в)). ASCAT ветра для рассматриваемой области ниже, чем AMSR2 ветра, однако, поскольку эта область не покрыта *in-situ* измерениями, нет оснований считать, что ошибочны ветра, восстанавливаемые по данным AMSR2. Всепогодный продукт по ветру RSS WindSat практически полностью маскирован (рисунок 5.16(г)). Область к юго-востоку от центра ТЦ не маскирована, однако скорости ветра представляются ошибочными (высокие вариации значений от пикселя к пикселю). RSS AMSR2 интенсивности дождя (рисунок 5.16(е)) для этой области порядка 10-15 мм/ч, RSS AMSR2 ветра полностью маскированы (рисунок 5.16(д)).

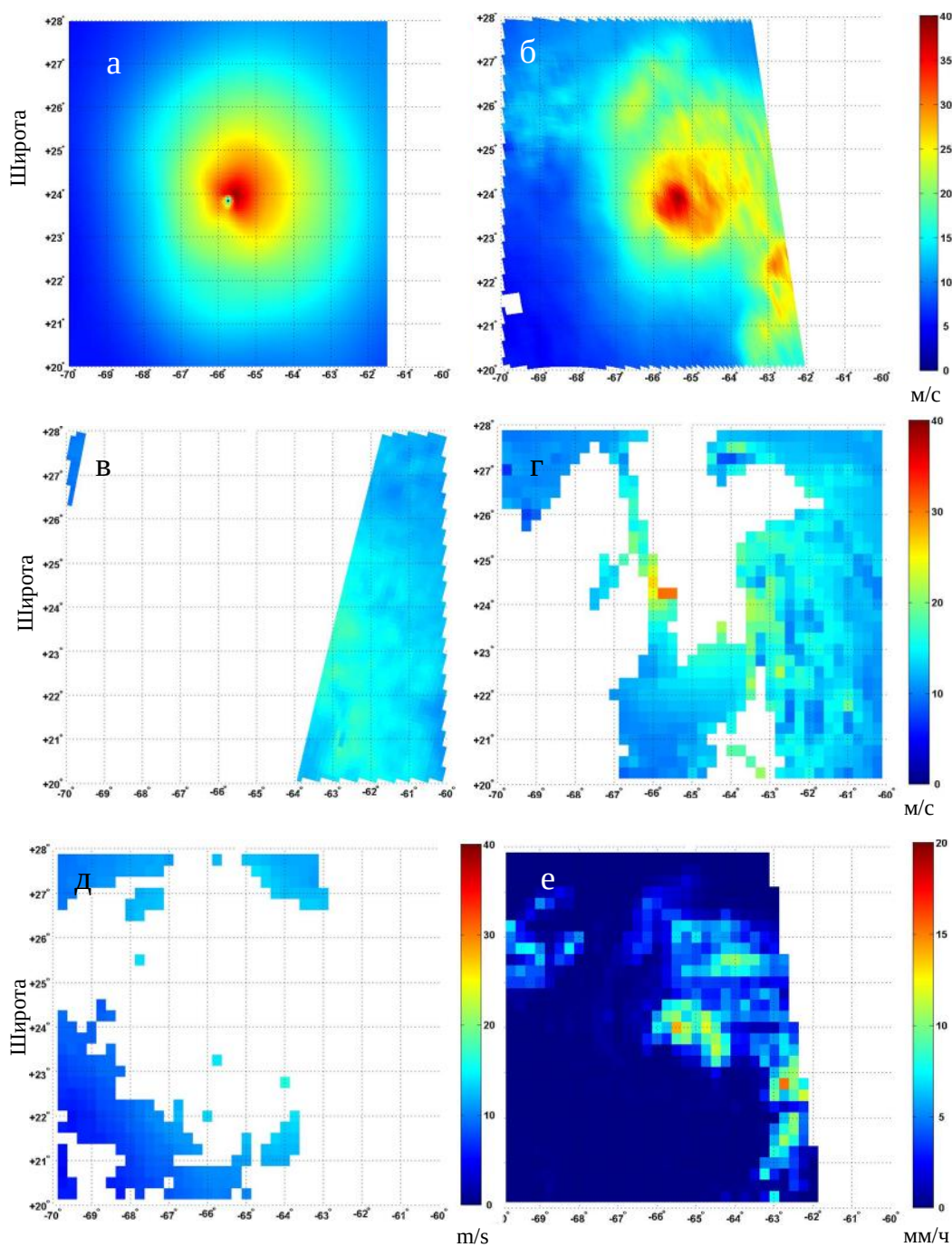


Рисунок 5.16 Ураган Rafael 15 октября 2012: (а) NOAA HRD $N*Wind$ поле скорости ветра в 19:30 Гр.; (б) восстановленное по данным AMSR2 поле скорости ветра в $\sim 18:00$ Гр.; (в) Metop ASCAT продукт по ветру в $\sim 13:35$ Гр.; (г) RSS WindSat всепогодный продукт по ветру в $\sim 21:50$ Гр.; (д) RSS AMSR2 продукт по ветру в $\sim 18:00$ UTC Гр. (е) RSS AMSR2 интенсивность дождя в $\sim 18:00$ Гр.

Для большей части циклона, восстановленный по данным AMSR2 ветер находится в хорошем соответствии с полями H*Wind, исключая полосы вблизи центра ТЦ вследствие высоких значений интенсивности осадков.

Оценка скорости максимальных ветров сильно зависит от времени усреднения. Пространственное разрешение AMSR2 соответствует 10-минутным ветрам, которые составляют $\sim 0.93\%$ 1-минутных ветров [Harper *et al.*, 2010], используемых в полях H*Wind анализа и предоставляемых центрами данных ураганов. Это означает, что соответствие максимальных ветров по данным AMSR2 данным центров ураганов на деле свидетельствует о небольшом завышении скоростей ветра алгоритмом. Этот вывод является следствием занижения реальной радиояркостной температуры дождя, которое обсуждалось в соответствующем разделе ранее.

5.7 Валидация метода на основе сопоставления результатов восстановления с самолетными измерениями ветра радиометром SFMR

Валидация метода восстановления ветра в ТЦ по данным AMSR2 проводилась на основании самолетных измерений ветра радиометром SFMR [Uhlhorn *et al.*, 2007] в ураганах Sandy 29 октября 2012 и Edouard 15 сентября 2014. Поля восстановленных скоростей ветра для данных ураганов с наложенными траекториями движения ТЦ представлены на рисунке 5.17.

Данные SFMR для сравнения с результатами обработки измерений AMSR2 были загружены с сайта NOAA HRD ([http:// www.aoml.noaa.gov/hrd/](http://www.aoml.noaa.gov/hrd/)). Ветер, измеренный SFMR, соответствует 1-минутному ветру [Uhlhorn *et al.*, 2014].

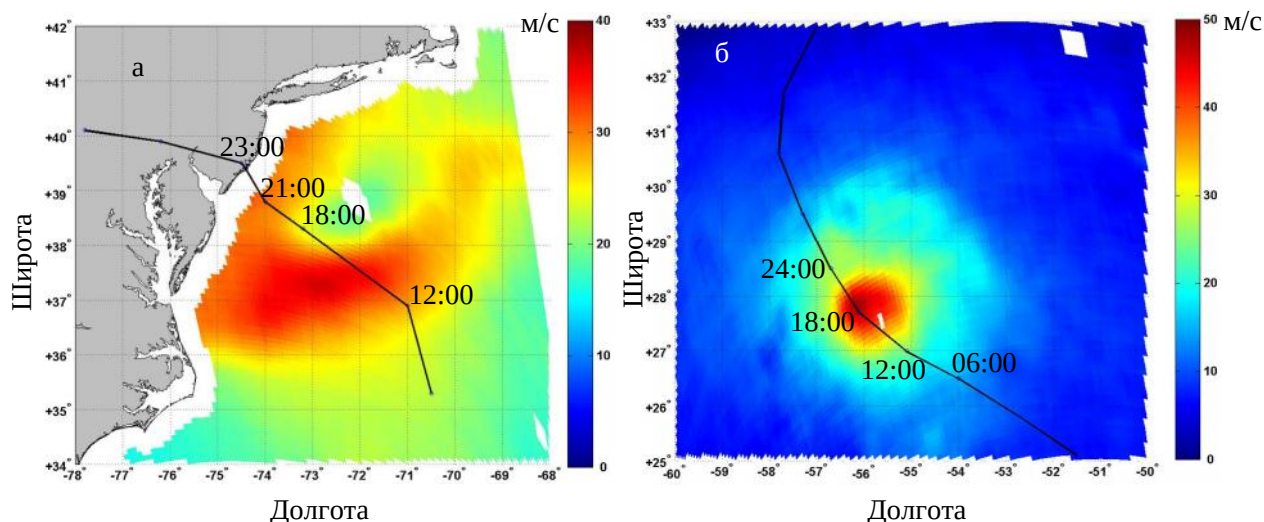


Рисунок 5.17 Поля скорости ветра, восстановленные по данным AMSR2 (а) в урагане Sandy 29 октября 2012 в ~18:15 Гр.; (б) в урагане Edouard 15 сентября 2014 в ~16:45 Гр. Черные линии обозначают траектории движения ураганов.

В процессе сравнения полей 10-минутного ветра по данным AMSR2 с 1-минутными измерениями SFMR вдоль траектории полета самолета, следует принимать во внимание следующие важные моменты. Во-первых, полет самолета над ТЦ длится 5-10 часов, в то время как спутниковые радиометрические измерения формируют поле – «микроволновый снимок» – в течение нескольких минут. Поскольку самолетные эксперименты планируются специальным образом, чтобы исследовать эволюцию циклона наиболее оптимально, траектория полета чаще всего следует за циклоном, неоднократно пересекая глаз и стены глаза ТЦ. Во-вторых, разрешение SFMR вдоль полета самолета составляет $\sim 3 \times 1$ км [Uhlhorn and Nolan, 2012]) – гораздо выше, чем разрешение AMSR2, особенно на тех каналах, которые используются в низкочастотном алгоритме $\sim (35 \times 61)$ км). Поэтому для получения численных погрешностей метода использовались только данные SFMR с разницей во времени измерений в пределах получаса от момента измерений AMSR2.

На рисунке 5.18(а) показана контурная карта поля скорости ветра, восстановленного по данным AMSR2 в урагане Sandy 29 октября 2012 в 18:15 Гр. с наложенными измерениями ветра радиометром SFMR с самолета United States Air Force (USAF) 53 Weather Reconnaissance Squadron (WRS) Flight. Черная линия обозначает траекторию движения Sandy. На рисунке 5.18(б) цветом представлено время измерений SFMR. Черная линия обозначает траекторию движения центра циклона Sandy 29 октября с относительно высокой скоростью перемещения около 40 км/ч.

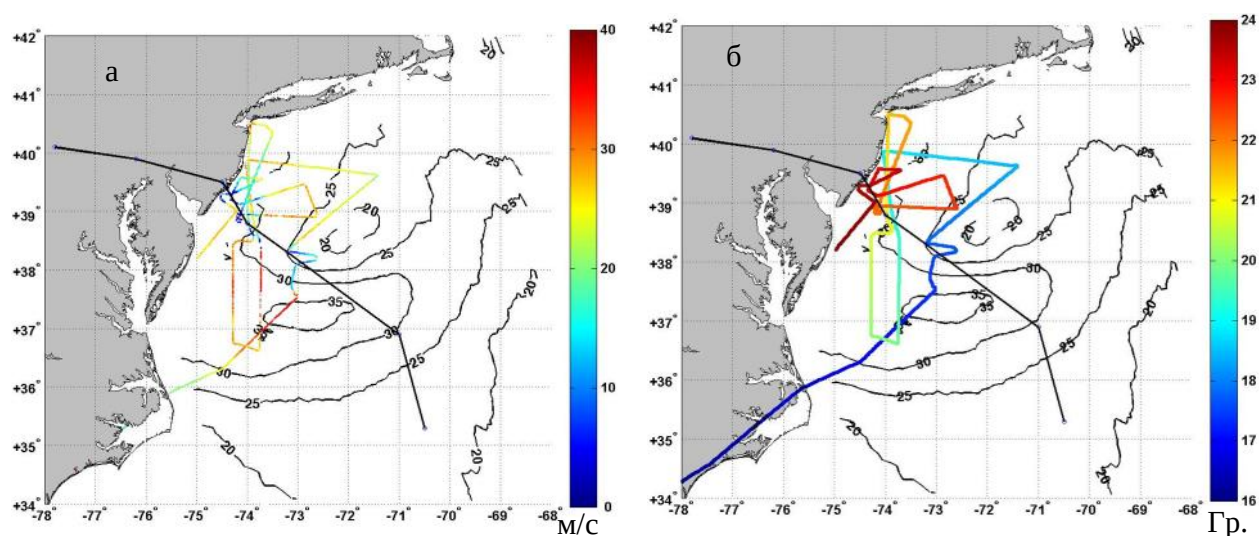


Рисунок 5.18 (а) Контурная карта поля скорости ветра, восстановленного по данным AMSR2 в урагане Sandy 29 октября 2012 в 18:15 Гр. с наложенными измерениями ветра радиометром SFMR с самолета USAF 53 WRS Flight (б) Время измерений SFMR. Черная линия обозначает траекторию движения Sandy.

Скорости ветра, измеренные радиометром SFMR и восстановленные по данным AMSR2, представлены на рисунке 5.19 как функции времени вдоль траектории полета самолета USAF 53 WRS. На рисунке видно, что вблизи времени измерений AMSR2 в ~18:15 Гр. скорости ветра, измеренные SFMR и восстановленные по данным AMSR2, близки друг к другу. Около 17:25-17:35 Гр., 17:45 Гр. и 19:15 Гр. самолет несколько раз пересек глаз урагана с низкими значениями скоростей ветра, сглаженными низким

пространственным разрешением AMSR2 (~ 60 км). Разница в скоростях ветра в промежутки времени с разницей в измерениях более получаса может быть обусловлена как эволюцией поля скоростей ветра, так и эволюцией состояния атмосферы, в первую очередь – поля осадков. Среднеквадратичная разница σ между скоростями ветра, измеренными SFMR и восстановленными по данным AMSR2, равна 1.3 м/с. Максимальная скорость ветра по данным AMSR2 равна 35.5 м/с, по данным SFMR – 36 м/с.

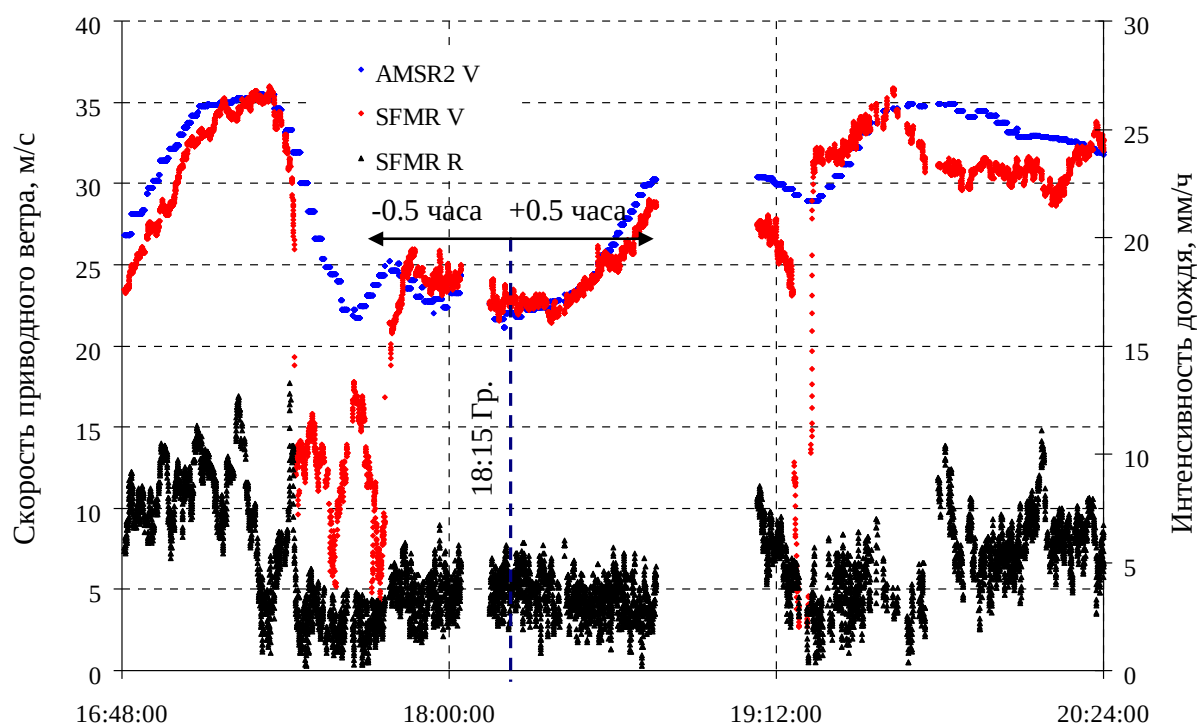


Рисунок 5.19 Скорость ветра, восстановленная по данным AMSR2 (синяя линия), скорость ветра, измеренная радиометром SFMR (красная линия) и интенсивность дождя, измеренная SFMR (черная линия) как функции времени вдоль траектории полета самолета USAF 53 WRS над ураганом Sandy 29 октября 2012. Вертикальная штрихованная линия обозначает время измерений AMSR2 в $\sim 18:15$ Гр.

Второй рассмотренный случай верификации метода с помощью сопряженных измерений SFMR относится к урагану Edouard вечером 15 сентября 2014. Во время проведения измерений скорость урагана была 20

км/ч, в два раза меньше, чем в предыдущем рассмотренном случае. Рисунок 5.20(а) показывает контурную карту поля скорости ветра, восстановленной по данным AMSR2 в урагане Edouard 15 сентября 2014 в ~ 16:45 Гр. с наложенными измерениями ветра радиометром SFMR с самолета NOAA Aircraft 43RF.

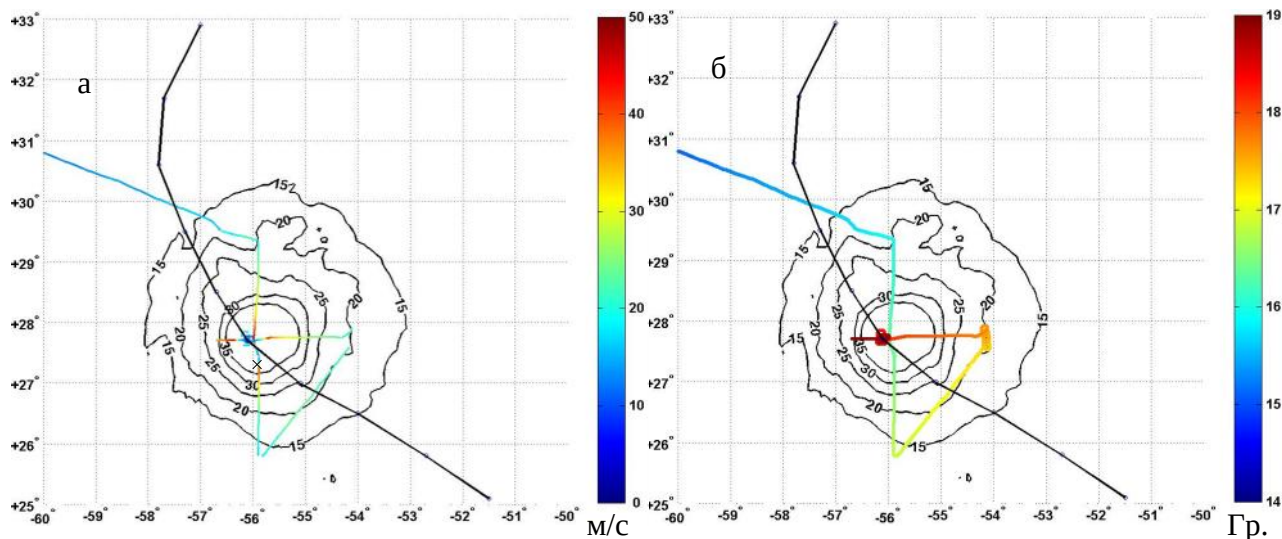


Рисунок 5.20 (а) Контурная карта поля скорости ветра, восстановленного по данным AMSR2 в урагане Edouard 15 сентября 2014 в ~ 16:45 Гр. с наложенными измерениями ветра радиометром SFMR с самолета NOAA Aircraft 43RF (б) Время измерений SFMR. Черная линия обозначает траекторию движения Edouard.

На рисунке 5.20(б) приведено время измерений SFMR. Скорости ветра вдоль траектории полета, измеренные SFMR и восстановленные по данным AMSR2, показаны на рисунке 5.21. В целом, так же, как и для урагана Sandy, соответствие скоростей ветра в пределах получасовой разницы во времени измерений очень хорошее ($\sigma = 1.2$ м/с), за исключением наблюдаемого падения скорости ветра по данным SFMR в районе 16:25 Гр., не согласующегося с ветром по данным AMSR2 из-за пространственного сглаживания. Это падение связано с пересечением стены глаза урагана (его южная граница обозначена $\times$ на рисунке 5.20(а)). Самолет пересек центр

урагана еще несколько раз – с 16:20 до 16:28 Гр., измеряя скорости ветра от 13.4 до 39.7 м/с над северной стеной глаза. Скорость ветра над южной стеной глаза достигала 47.8 м/с. Наблюдается полное соответствие максимальных скоростей ветра – 48.3 м/с по данным AMSR2 и 47.8 м/с по данным SFMR, что подтверждает способность метода восстанавливать реалистичные значения скорости ветра в экстремальных условиях (интенсивность дождя по данным SFMR достигала 30 мм/ч).

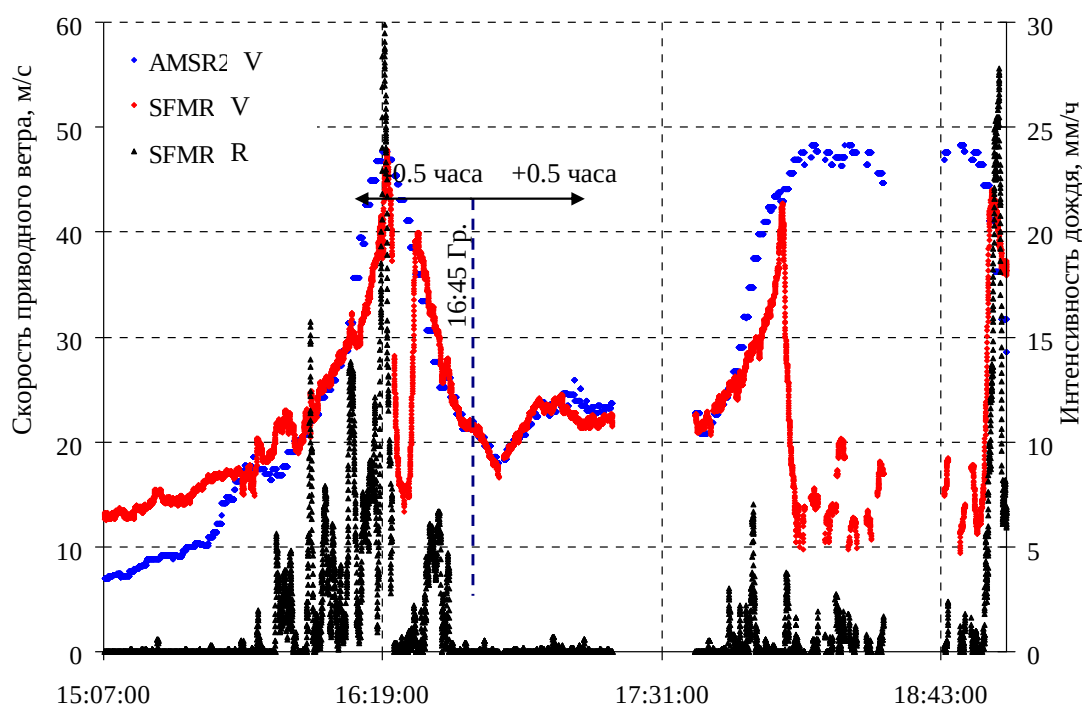


Рисунок 5.21 Скорость ветра, восстановленная по данным AMSR2 (синяя линия), скорость ветра, измеренная радиометром SFMR (красная линия) и интенсивность дождя, измеренная SFMR (черная линия) как функции времени вдоль траектории полета самолета NOAA Aircraft 43RF над ураганом Edouard 15 сентября 2014. Вертикальная штрихованная линия обозначает время измерений AMSR2 в ~16:45 Гр.

Таким образом, несмотря на различные пространственно-временные характеристики измерений (размер элемента разрешения, дискретность измерений) самолетного радиометра SFMR и спутникового радиометра

AMSR2, аккуратное сравнение скоростей приводного ветра, восстановленных на их основе, продемонстрировало хорошую согласованность ветра в пределах получасовой разницы во времени измерений со среднеквадратичной ошибкой 1.3 м/с для диапазона скоростей ветра от 16.5 до 40 м/с. Оценка максимальных ветров отличается на 0.5 м/с для обоих рассмотренных случаев ТЦ, что, принимая во внимание разное пространственное разрешение инструментов (AMSR2 измеряет 10-минутный ветер, а SFMR – 1-минутный), свидетельствует о небольшой (7-10%) переоценке максимальных скоростей ветра.

5.8 Валидация метода на основе сопоставления результатов восстановления с измерениями ветра спутниковым радиометром SMOS

Для проверки работоспособности метода в условиях интенсивных осадков в ТЦ поля ветра по данным AMSR2 сравнивались с полями ветра по данным SMOS, которые рассчитывались в институте Ifremer [Reul et al., 2012].

SMOS представляет собой European Space Agency (ESA) спутниковую платформу с единственным радиометром, принимающим излучение на частоте 1.4 ГГц и предназначенным для получения глобальных полей влажности почв и солености океана, [Kerr et al., 2010]. Микроволновый снимок SMOS формируется синтезированием одновременных измерений одного и того же участка поверхности под разными углами. Эти снимки получаются в широкой полосе обзора 1200 км с пространственным разрешением ~30 км на ~ 80 км. Измерения SMOS практически нечувствительны к осадкам, поэтому позволяют восстанавливать скорость ветра в ТЦ даже в условиях осадков высокой интенсивности. Измерения ветра радиометром SMOS были валидированы с использованием данных самолетных измерений в ураганах радиометром SFMR и могут рассматриваться как близкие к *in-situ*, поля ветра по данным спутниковых измерений [Reul et al., 2012].

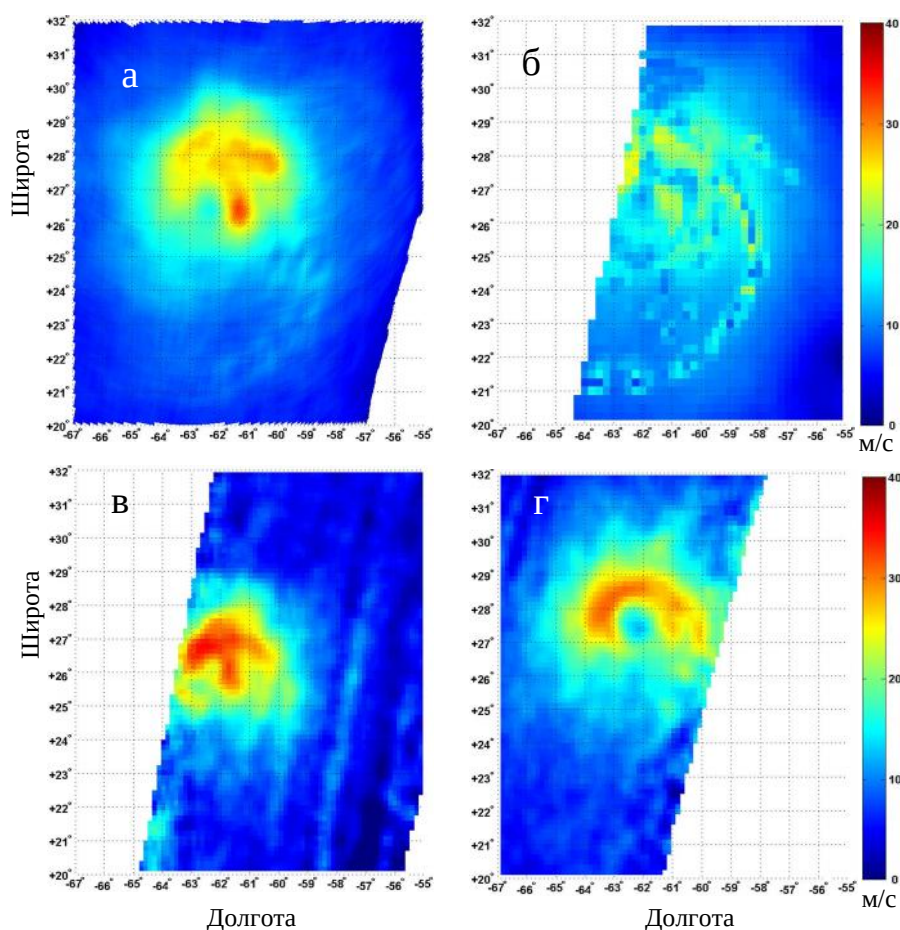


Рисунок 5.22. Поля ветра в урагане Leslie: (а) восстановленное по данным AMSR2 7 сентября 2012 в ~ 6:00 Гр.; (б) RSS всепогодный продукт по ветру 7 сентября 2012 в ~ 5:35 Гр.; (в) восстановленное по данным SMOS 5 сентября 2012 в ~ 22:00 Гр.; (г) восстановленное по данным SMOS 7 сентября 2012 в ~ 22:20 Гр.

Прямое сравнение полей ветра по данным SMOS и по данным AMSR2 затруднительно, поскольку время измерений отличается. Однако качественное сравнение возможно даже при большой разнице во времени путем сопоставления полей ветра. Например, на рисунке 5.22 показаны поля ветра в урагане Leslie 7 сентября 2012: (а) - восстановленный по данным AMSR2 ветер в ~ 6:00 Гр., рядом с (б) почти одновременным всепогодным ветром RSS WindSat в ~ 5:35 Гр. Максимальный ветер в этот день по данным NOAA National Hurricane Center (NHC) составил около 33 м/с. AMSR2 максимальный ветер равен 32.6 м/с. WindSat максимальный ветер

существенно ниже - около 25 м/с. Данный ураган в период 5-8 сентября отличался очень медленным движением на север. Он практически не двигался и не менял интенсивности, увеличивался лишь диаметр циркуляции. Два поля ветра по данным SMOS вечером 5-го и 7 сентября показаны на рисунке 5.22(в, г), демонстрируя хорошее соответствие с полем ветра по данным AMSR2 рисунок 5.22(а) несмотря на разницу в измерениях в 30 и 17 часов.

Тайфун Haiyan – мощнейший тропический циклон за последние годы – обрушился на Филиппины в ноябре 2013 года с максимальными ветрами, достигающими до 85 м/с. К 6 ноября 2013, JTWC присвоил Haiyan 5-ю категорию супертайфуна по шкале ураганов Саффира–Симпсона. Тайфун достиг пика интенсивности к вечеру 7 ноября. SMOS пересек Haiyan 7 ноября 2013 в ~ 09:15 Гр., а AMSR2 пересек Haiyan в тот же день 5-ю часами ранее в ~ 4:22 Гр. Для количественного сравнения скоростей ветра, восстановленных по данным измерений обоих радиометров, были построены профили ветра вдоль направлений с запада на восток и с севера на юг, приведенные к системе координат движущегося циклона (рисунок 5.23). Сравнение демонстрирует близкие результаты в области ураганных ветров (>33 м/с). Максимальные разницы наблюдаются при ветрах со скоростями ниже 15 м/с, что можно объяснить как разницей во времени измерений, так и ошибками SMOS-алгоритма при слабых ветрах (на частоте 1.4 ГГц чувствительность сигнала к скорости ветра мала по сравнению с частотами С- и Х-диапазона для AMSR2 - алгоритма).

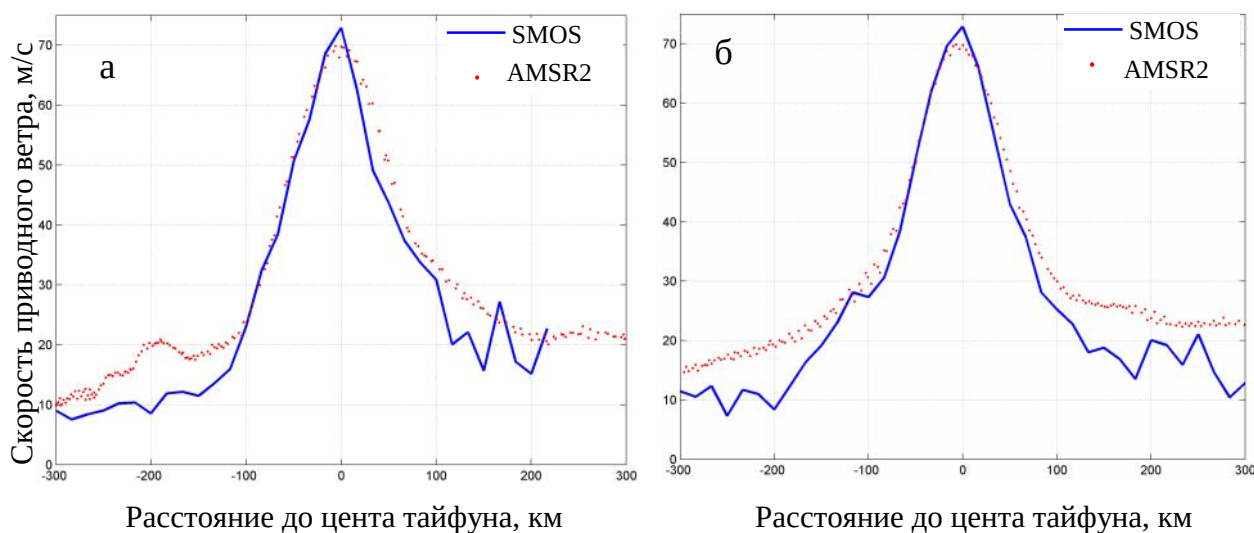


Рисунок 5.23. Профили восстановленных скоростей приводного ветра в тайфуне Haiyan 7 ноября 2013 вдоль направлений (а) с запада на восток и (б) с севера на юг. Синие линии – ветер по данным SMOS, красные – по данным AMSR2. Время измерений AMSR2 ~ 4:22 Гр., Время измерений SMOS ~ 9:15 Гр.

Аналогичное сопоставление полей ветра по данным AMSR2 с полями по данным SMOS было проведено для всех возможных случаев из базы данных по ТЦ за 2012-2015 гг. По результатам сравнения максимальные скорости ветра по данным AMSR2 и по данным SMOS в области ураганных ветров (>33 м/с) коррелируют с коэффициентом корреляции ~ 0.9 .

5.9 Фильтрация зон радиочастотных помех на частотах 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц

Поскольку метод восстановления ветра в ТЦ использует разницы в измерениях AMSR2 на каналах С- и Х-диапазона, перед его применением необходимо идентифицировать зоны радиочастотных помех (RFI от английского Radio Frequency Interference). RFI вызваны, в основном, излучением сигналов (включая ТВ и радио) с коммерческих спутников на

геостационарных орбитах, а также наземных устройств. Помехи низкой интенсивности очень сложно диагностировать, а они являются источником больших погрешностей при восстановлении параметров с использованием каналов измерений, подверженных RFI. В данной работе маскирование зон RFI требуется при восстановлении скорости приводного ветра и интенсивности дождя.

Метод идентификации зон RFI основан на физическом моделировании микроволнового излучения системы океан – атмосфера, описанном в главе 2, и анализе измерений AMSR2. Численные расчеты $T_{\text{я}}$ излучения для базы данных, представляющей весь диапазон естественной изменчивости параметров океана и атмосферы, позволили определить функции $T_{\text{я}}$, пороговые значения которых можно использовать для диагностики RFI.

Основой метода является существенная корреляция между измерениями $T_{\text{я}}$ на разных каналах радиометра, характерная для естественного излучения системы океан – атмосфера. Нарушение этой корреляции означает появление искусственного излучения, не связанного с вариациями геофизических параметров. В качестве функций $T_{\text{я}}$ были выбраны функции спектральных разностей в измерениях, поскольку они более независимы от состояния морской поверхности, чем сами измерения [Meissner and Wentz, 2012].

Для массива расчетных значений $T_{\text{я}}$ были исследованы следующие спектральные разности и их соотношения для одного и того же состояния поляризации: $DT_{\text{X,C1}}^{\text{H}}$ как функция $DT_{\text{C2,C1}}^{\text{H}}$, $DT_{\text{X,C1}}^{\text{H}}$ как функция $DT_{\text{X,C2}}^{\text{H}}$, и $DT_{\text{X,C1}}^{\text{H}}/DT_{\text{C2,C1}}^{\text{H}}/T_{\text{C1}}^{\text{H}}$ как функция $DT_{\text{C2,C1}}^{\text{H}}$. Вместо последнего соотношения может быть использовано выражение $DT_{\text{X,C2}}^{\text{H}}/DT_{\text{C2,C1}}^{\text{H}}/T_{\text{C2}}^{\text{H}}$. $DT_{\text{X,C1}}^{\text{H}} = T_{10.65}^{\text{H}} - T_{6.9}^{\text{H}}$; $DT_{\text{C2,C1}}^{\text{H}} = T_{7.3}^{\text{H}} - T_{6.9}^{\text{H}}$; $DT_{\text{X,C2}}^{\text{H}} = T_{10.65}^{\text{H}} - T_{7.3}^{\text{H}}$; $T_{\text{C1}}^{\text{H}} = T_{6.9}^{\text{H}}$, где $T_{6.9}^{\text{H}}$, $T_{7.3}^{\text{H}}$, $T_{10.65}^{\text{H}}$ – радиояркие температуры, измеренные на частоте 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц соответственно на горизонтальной поляризации. Аналогичные выражения проанализированы для вертикально поляризованных $T_{\text{я}}$.

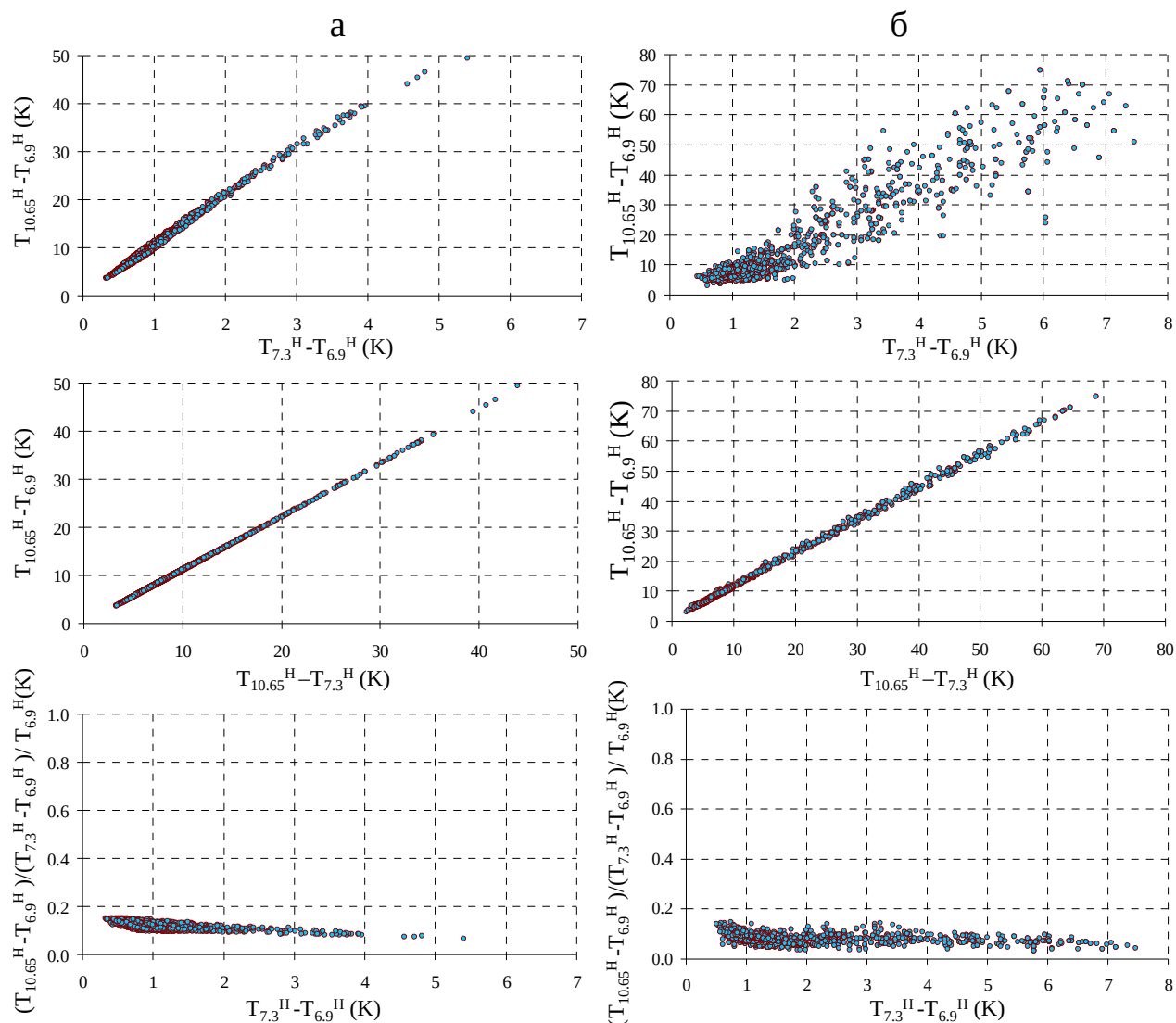


Рисунок 5.24 Спектральные разницы T_{γ} горизонтально поляризованного излучения системы океан - атмосфера на каналах AMSR2 С- и Х-диапазона для всего диапазона изменчивости геофизических параметров: (а) модельные расчеты для системы без осадков; (б) измерения AMSR2 над различными районами Мирового Океана, включая области осадков.

Зависимость спектральных разностей друг от друга для массива расчетных значений T_{γ} представлена на рисунке 5.24(а). Аналогичные зависимости, но уже для массива измерений T_{γ} радиометром AMSR2, представлены на рисунке 5.24(б). Данный массив представлял собой выборку

измерений AMSR2 для различных районов Мирового Океана далеко от известных источников помех. Использование данных измерений позволило включить в рассмотрение ситуации с осадками, поскольку исходная база данных создана для условий без осадков.

Анализ значений $DT_{C2,C1}^{H,V}$, $DT_{X,C1}^{H,V}$, $DT_{X,C2}^{H,V}$ и их соотношений для расчетных и измеренных T_f позволил определить их пороговые значения, обусловленные изменчивостью параметров атмосферы и океана.

Результаты анализа спектральных разностей T_f и их функций обобщены в схему принятия решений о наличии или отсутствии RFI на каналах измерений на частотах 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц, представленную на рисунке 5.25. На схеме T_f обозначает T_f , измеренную на частоте f . Пороговые значения a_1 , a_2 , b_1 , b_2 , c_1 , c_2 , для функций спектральных разностей в измерениях определены на основании физического моделирования: $a_1 = 0.3K$, $a_2 = 3.3K$, $b_1 = 1.07$, $b_2 = 1.4$, $c_1 = 0.03K^{-1}$, $c_2 = 0.15K^{-1}$, для горизонтально поляризованного излучения, $a_1 = 0.3K$, $a_2 = 3.6K$, $b_1 = 1.04$, $b_2 = 1.1$, $c_1 = 0.03K^{-1}$, $c_2 = 0.15K^{-1}$, для вертикально поляризованного излучения.

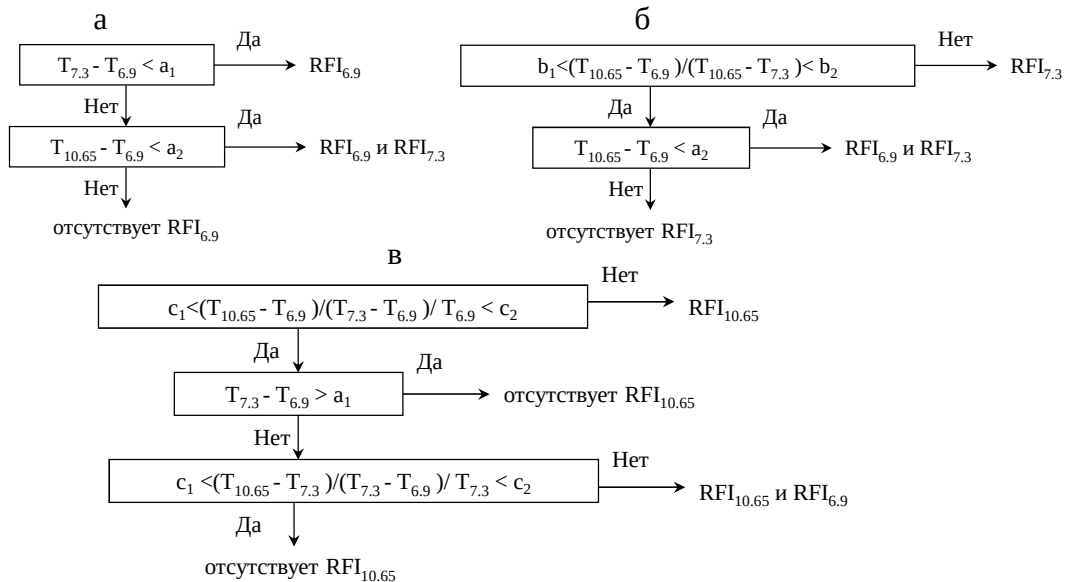


Рисунок 5.25. Схема принятия решения о наличии или отсутствии RFI на каналах измерений на частотах 6.9 ГГц (а), 7.3 ГГц (б) и 10.65 ГГц (в).

Региональные значения порогов на RFI могут слегка отличаться от найденных в силу predetermined значений параметров океана и атмосферы, характерных для конкретного региона и сезона. Поэтому для фильтрации всех помех целесообразна настройка порогов для диапазона изменчивости параметров в конкретном регионе.

Построение полей спектральных соотношений иногда позволяет визуально идентифицировать основные зоны радиочастотных помех. Так, помехи на частоте 6.9 ГГц ($RFI_{6.9}$) проявляются в полях $DT_{C2,C1}$ в виде темно-голубой области ($DT_{C2,C1}^{H,V} < 0.3K$) (рисунок 5.26). Однако, повышенные значения $DT_{C2,C1}$ могут быть следствием как помехи на 7.3 ГГц, так и осадков (рисунок 5.26(б)). Разграничение выполняется на основе применения схемы принятия решений.

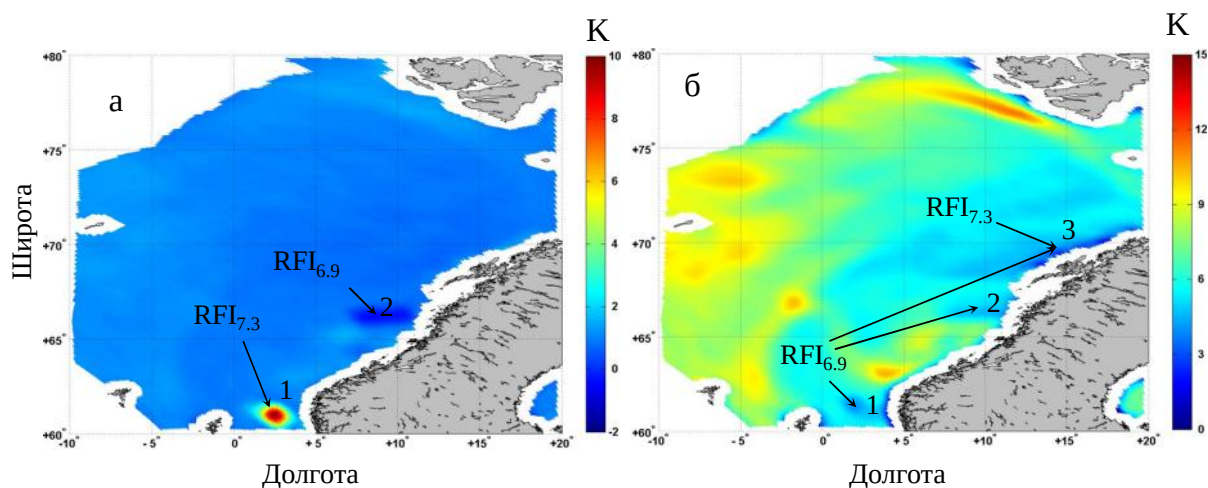


Рисунок 5.26 Спектральные разности в измерениях AMSR2 1 января 2012 ~ 11:18 Гр.: (а) $T_{7.3}^H - T_{6.9}^H$; (б) $T_{10.65}^H - T_{6.9}^H$.

На рисунке 5.27 проиллюстрированы зоны RFI на 7.3 и на 10.65 ГГц. Стоит отметить, что помехи на частоте 10.65 ГГц (зона 4 на рисунке 5.27(г)) – самые сложные для определения. Только лишь заметное превышение $T_{10.65}$ над $T_{6.9}$ или над $T_{7.3}$ может означать как помеху, так и ветровой сигнал. Поэтому для диагностики помехи одной лишь спектральной разности в измерениях и недостаточно. Величина $T_{7.3}$ в знаменателе соотношения

$DT_{X,C2}/DT_{C1,C2}/T_{C2}$ позволяет использовать данное соотношение для определения $RFI_{10.65}$ независимо от состояния поверхности.

Наиболее сложные для идентификации зоны включают наличие источников искусственного излучения сразу в нескольких спектральных диапазонах. (например, зона 3 на рисунке 5.26(б)).

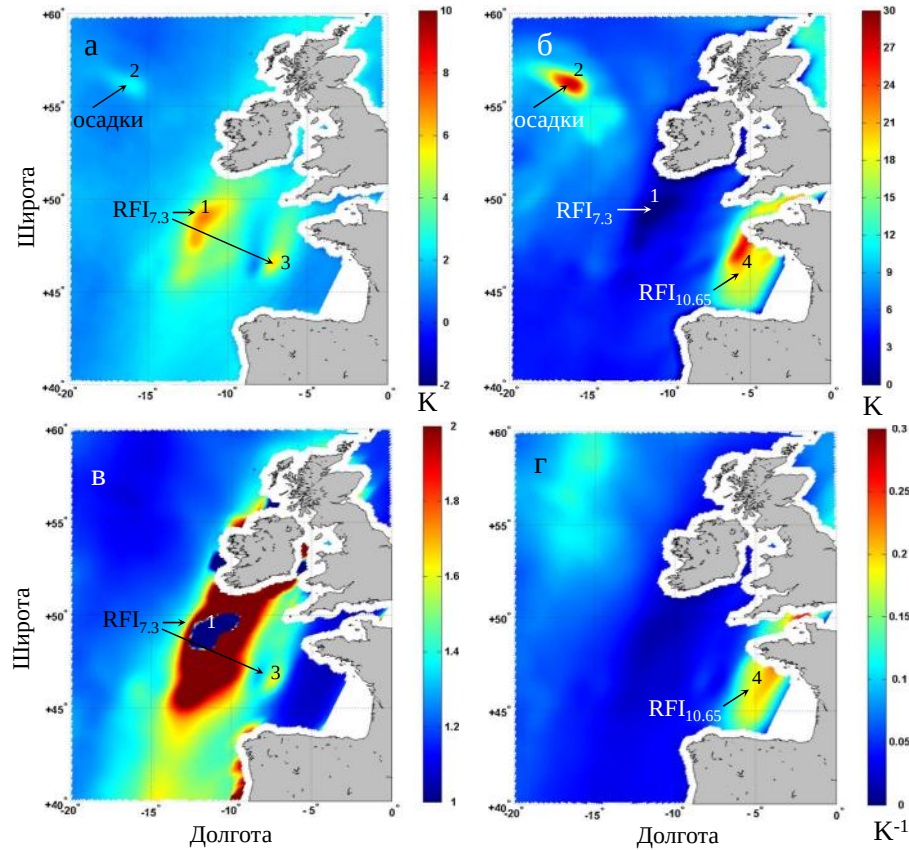


Рисунок 5.27 Спектральные соотношения в измерениях AMSR2 3 сентября 2012 ~ 03:23 Гр.: (а) $T_{7.3}^H - T_{6.9}^H$; (б) $T_{10.65}^H - T_{7.3}^H$; (в) $DT_{X,C1}/DT_{C2,C1}$; (г) $DT_{X,C2}/DT_{C1,C2}/T_{C2}$.

ГЛАВА 6 РАЗРАБОТКА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛЬНОЙ ФУНКЦИИ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОКЕАНА ДЛЯ УРАГАННЫХ ВЕТРОВ В С-ДИАПАЗОНЕ

6.1 Понятие геофизической модельной функции (ГМФ) и основные подходы, использующиеся для определения

Геофизическая модельная функция (ГМФ) в самом общем виде представляет собой функцию, связывающую значение геофизического параметра окружающей среды и дистанционно измеряемых характеристик электромагнитного излучения. Развитие ГМФ является неотъемлемой частью моделирования применительно к задачам дистанционного зондирования океана и атмосферы. Наиболее часто понятие ГМФ применяют, когда речь идет о связи между приводным ветром и спутниковым сигналом. Это касается как активного микроволнового сигнала (радиолокационного), так и пассивного микроволнового сигнала (радиометрического).

Эта связь физически обусловлена воздействием ветра на морскую поверхность и изменением ее отражающих свойств (коэффициента отражения r), что приводит к изменению радиолокационного сигнала, количественной характеристикой которого является удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР).

С изменением отражающих свойств морской поверхности изменяются и ее излучающие свойства. Сигнал, не отразившийся поверхностью, поглощается, и, в соответствии с законом Кирхгоффа, справедливым в условиях локального термодинамического равновесия, коэффициент излучения электромагнитной радиации равен коэффициенту ее поглощения на данной частоте. Таким образом, если $r(m, j, m', j')$ – коэффициент отражения поверхностью океана излучения, приходящего под углом (q', j') , в направлении (q, j) (q и j – зенитный и азимутальный углы соответственно),

то коэффициент излучения поверхности океана $c(m, j)$ определится как интеграл по верхней полусфере локальных коэффициентов отражения:

$$c(m, j) = 1 - \frac{1}{\rho} \cdot \int_0^{2\pi} \int_0^1 r(m, j, m', j') m dm' dj' \quad (6.1)$$

Таким образом, влияние приводного ветра на изменение пассивного микроволнового сигнала от поверхности океана вследствие изменения ее геометрических характеристик происходит через изменение $r(m, j, m', j')$.

Изучением ГМФ радиолокационного сигнала занимается радиолокация. Создание же пассивных микроволновых ГМФ осложняется наличием слоя атмосферы между поверхностью океана и спутником и влияющим на излучение. Если же в атмосфере присутствуют облака и осадки, как в случае экстремальных погодных явлений, определение радиометрической ГМФ еще больше усложняется.

При физическом моделировании ГМФ рассматривают несколько основных механизмов взаимодействия океана и атмосферы, определяющих изменение излучательной способности океана за счет воздействия ветра. Появление на морской поверхности волн с длинами много больше, чем длина волны излучения, изменяет локальный угол излучения (q, j) и перемешивает поляризационные состояния излучения. Этот механизм описывается введением при моделировании системы квази-зеркальных независимых излучателей с разными углами наклона [Stogryn, 1967]. Другой механизм связан с обрушениями волн и образованием пены при неких пороговых (разных по разным источникам) значениях скоростей ветра. Эти пенные образования, представляющие собой смесь воздуха и воды могут приводить как к росту излучения на обеих поляризациях, так и к изменению состояния поляризации излучения. Моделирование свойств и отражательных и излучательных характеристик морской пены постоянно развивается [Anguelova and Gaiser, 2012]. Адекватное описание пены представляет значительные трудности в связи с нестабильностью состояния морской

поверхности и разнообразия пенных образований [Raizer, 2007]. Еще один эффект воздействия ветра – дифракция микроволн на морских волнах, длина которых много меньше длины волны излучения (брэгговская рябь). В работе [Rice, 1951] впервые были сформулированы основные положения теории рассеяния микроволн на таких волнах.

Таким образом, решение задачи физического моделирования ГМФ сводится к расчету коэффициента излучения морской поверхности в состоянии ветрового волнения путем параметризации перечисленных эффектов в формулировке среднеквадратичного наклона крупномасштабного волнения, доли пенных образований и среднеквадратичной высоты мелкомасштабного волнения. Каждый из этих параметров зависит от скорости приводного ветра.

Кроме зависимости от скорости ветра, крупномасштабный среднеквадратичный наклон и мелкомасштабная среднеквадратичная высота волнения зависят также от направления ветра. Направление ветра также влияет на излучение за счет того, что пенные образования и мелкомасштабные волны неоднородно распределены по крупномасштабным волнам. Это влияние приводит к асимметрии излучения океана в направлениях по ветру и против ветра. Анизотропия мелкомасштабных волн ответственна за наблюдаемую зависимость сигнала обратного рассеяния в активных микроволновых инструментах от направления ветра. Для излучения, однако, этот эффект слишком мал, чтобы позволить восстанавливать направление ветра по данным измерений лишь первых двух параметров вектора Стокса. Большинство спутниковых микроволновых радиометров измеряют линейно поляризованное излучение. Исключение составляет американский поляриметрический радиометр WindSat, измеряющий все 4 параметра вектора Стокса, что дает возможность восстанавливать при помощи его измерений полный вектор приводного ветра, а не только его скорость.

Характеристики волнения и доля пенных образований, непосредственно влияющих на коэффициент излучения океана, кроме силы ветра, определяются целым рядом геофизических параметров, включающих время действия ветра, вязкость морской воды (которая, в свою очередь, является функцией температуры океана), поверхностное натяжение, зависящее от наличия поверхностно-активных веществ и другие. Поэтому при физическом моделировании эффектов воздействия ветра на коэффициент излучения океана, особенно важно представлять, насколько существенно при любой параметризации упрощается реальная физика происходящих на поверхности явлений. Более того, необходимость практического применения результатов теоретического моделирования излучения океана требует либо численного интегрирования сложных уравнений, либо использования допущений, упрощений и параметризаций.

Альтернативный физическому подход к моделированию излучения океана и построению ГМФ заключается в эмпирической параметризации ветровой зависимости коэффициента излучения. Применение данного подхода требует надежных и статистически достоверных измерений отклика в изменении радиояркостных температур в ответ на ветровой сигнал и получении экспериментальной зависимости коэффициента излучения от скорости ветра на различных поляризациях, при разных углах излучения, температурах поверхности, и значениях солености морской воды. Большинство эмпирических моделей излучения океана используют измерения микроволновой радиации вблизи поверхности океана для исключения мешающего влияния атмосферы. Например, подобные измерения были организованы в рамках эксперимента Fluxes, Air – Sea Interaction, and Remote Sensing (FAIRS) [Aziz *et al.*, 2005]. Будучи подтвержденными в целом ряде работ, данные эмпирические зависимости широко использовались при моделировании излучения океана.

Наиболее значительные успехи достигнуты в создании ГМФ для L-диапазона, поскольку возможность выделения излучения поверхности из

общего микроволнового излучения является ключевым моментом при разработке ГМФ. В L-диапазоне влияние атмосферы на излучение на два порядка ниже, чем в C-диапазоне [Reul et al., 2012]. Также возможность разделения вкладов атмосферы и океана легко реализуется при наличии нескольких каналов измерений на близких частотах в C-диапазоне, позволяющем использовать такую комбинацию каналов, которая будет чувствительна к ветру и мало чувствительна к осадкам. Именно такой подход используется в самолетном радиометре SFMR, принимающим излучение на 6 близко расположенных частотах C-диапазона от 4 до 7 ГГц [Klotz and Uhlhorn, 2014].

Богатый экспериментальный материал по сопутствующим измерениям ветра и характеристик электромагнитного излучения, накопленный за последние годы, кардинально изменил представления о радиометрических ГМФ на частотах 6 – 90 ГГц. Общей характеристикой ГМФ 70-х – 90-х годов является низкая чувствительность сигнала к ветру на вертикальной поляризации и практически линейный рост излучения на горизонтальной поляризации со скоростью ветра для всего диапазона скоростей, включая экстремальные ветра. Приращение сигнала с ростом скорости ветра оценивалось в среднем $\partial s / \partial V = 0.5 - 0.7 \text{ K/(м/с)}$ для частот C - K диапазонов [Rosenkranz, 1992].

Уточненные данные, полученные независимыми исследовательскими группами за последние десятилетия, свидетельствуют о как минимум в два раза более сильном ветровом радиометрическом сигнале – $\partial s / \partial V \sim 1 \text{ K/(м/с)}$ для частот C - и X диапазона и еще более сильном на более высоких частотах [Shibata, 2006]. Также изменились представления о характере ветровой зависимости при экстремальных ветрах. Согласно последним экспериментальным данным, начиная с некоторого порогового значения рост сигнала с увеличением скорости ветра ускоряется, $\partial s / \partial V$ становится больше 1K [Meissner and Wentz, 2012], оставаясь, однако, постоянной величиной.

Однако, точные значения $\partial c/\partial V$ при экстремальных ветрах, сопровождающихся осадками, получить затруднительно, поскольку влияние атмосферы мешает корректно оценить приращение сигнала, связанное именно с ветром, а не с параметрами атмосферы. Поэтому возможность разделения вкладов атмосферы и океана в условиях осадков является ключевым моментом для определения ГМФ.

В данной работе для уточнения поведения ГМФ в области ураганных ветров использовались результаты численного моделирования T_y уходящего излучения системы океан-атмосфера с осадками и анализ полей измеренных радиометром AMSR2 значений T_y . Суть подхода заключается в извлечении из общей измеренной T_y системы океан-атмосфера микроволнового излучения океана.

6.2 Описание подхода

Радиояркая температура уходящего излучения системы океан - атмосфера для частот излучения С-диапазона может быть представлено как:

$$T_y = T_a + T_a \cdot (1 - c) \cdot \exp(-t) + T_s \cdot c \cdot \exp(-t) + T_k, \quad (6.2)$$

где T_a – излучения слоя атмосферы, которое полагается равным для восходящего и нисходящего излучения, T_s – температура поверхности океана, T_k – космическое излучение, t - атмосферное ослабление сигнала. Дальнейшее упрощение уравнения (6.2) можно сделать, представив T_a как $T_{eff} t$, где T_{eff} – эффективная температура атмосферы [Mitnik and Mitnik, 2003], и заменив $\exp(-t)$ на $(1-t)$, разложив в ряд Тейлора и ограничившись первыми двумя членами ряда. Для атмосферы без дождя ошибка такого приближения для частот С-диапазона не превышает 0.1%. При $t \sim 0.3$ (высокие интенсивности дождя) ошибка составляет порядка 5%. Космическое (реликтовое излучение) не превышает 2 градусов на горизонтальной и 1.3 градусов на вертикальной поляризации и будет исключено из дальнейшего рассмотрения. После упрощений уравнение (6.2) может быть записано в виде

$$T_{я} \approx T_{eff} \cdot t + T_{eff} \cdot t \cdot (1 - c) \cdot (1 - t) + T_s \cdot c \cdot (1 - t). \quad (6.3)$$

Отсюда коэффициент излучения океана c может быть представлен как:

$$c \approx \frac{T_{я} - T_{eff} \cdot t \cdot (2 - t)}{(T_s - T_{eff} \cdot t) \cdot (1 - t)}. \quad (6.4)$$

Таким образом, зная $T_{я}$, T_s , t и T_{eff} , можно рассчитать c и, при наличии информации о скорости ветра, определить c как функцию скорости ветра V .

Для проведения таких расчетов использовались значения радиояркой температуры $T_{я}$ в ТЦ. Атмосферное поглощение рассчитывалось с использованием метода, описанного в главе 2, а эффективная температура атмосферы T_{eff} принималась равной 260К в рамках обобщения результатов численного моделирования.

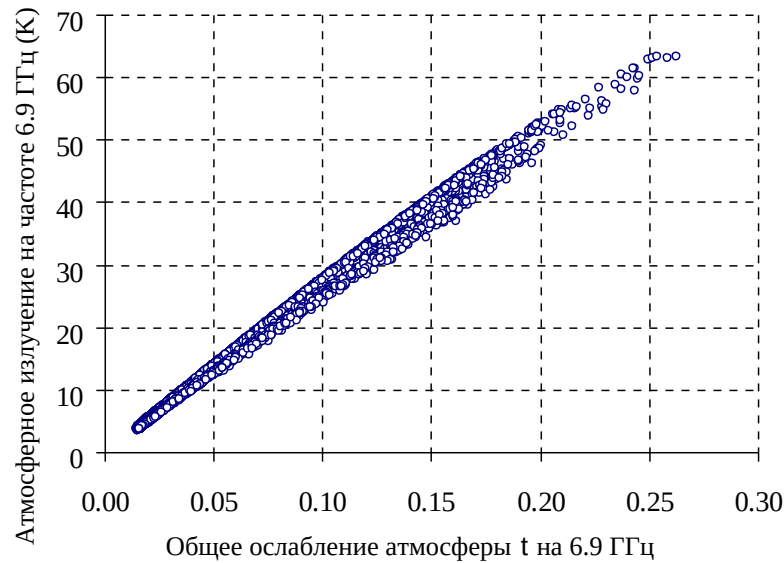


Рисунок 6.1 Зависимость атмосферного излучения T_a от атмосферного ослабления t на частоте 6.9 ГГц.

Рисунок 6.1 демонстрирует зависимость атмосферного излучения T_a от атмосферного ослабления t на частоте 6.9 ГГц, полученную на основании использования результатов численного моделирования T_a и t , которая позволяет использовать допущение о постоянстве температуры атмосферы.

Эти же данные позволяют выразить общее атмосферное ослабление на частоте 6.9 ГГц через атмосферное ослабление на частоте 10.65 ГГц: $t_{6.9} \approx 0.87 \cdot t_{10.65}$. В свою очередь, атмосферное ослабление на частоте 10.65 ГГц может быть представлено в виде суммы атмосферного поглощения t_0 (ослабления излучения слоем атмосферы без дождя) и ослабления излучения слоем дождя t_R . t_0 оценивается алгоритмом, разработанным в главе 2 для атмосферы без осадков.

На основании регрессионного обобщения результатов численного моделирования ослабление излучения слоем дождя t_R можно представить в виде:

$$t_R = 0.0038 \cdot T_R, \quad (6.5)$$

где T_R – радиояркостная температура микроволнового излучения слоя дождя, выделенная из суммарного излучения системы океан – атмосфера в ураганных условиях с использованием метода, описанного в главе 5:

$$\begin{aligned} T_{я6\ R}^B &= a_0 + a_1 \Delta T_{я\ 7,6}^B + a_2 \Delta T_{я\ 10,7}^B \\ T_{я6\ R}^{\Gamma} &= b_0 + b_1 \Delta T_{я\ 7,6}^B + b_2 \Delta T_{я\ 10,7}^B \end{aligned} \quad (6.6)$$

$$a_0 = -15.1; \ a_1 = 5.1; \ a_2 = 1.5; \ b_0 = -7.1; \ b_1 = 4.1; \ b_2 = 0.5;$$

Таким образом, если переформулировать выражение (6.4) для коэффициента излучения океана в условиях ураганных ветров как функцию измеренных радиояркостных температур с использованием описанных приближений, получим формулу:

$$c_{6.9} = \frac{T_{B6.9} - 260 \cdot 0.87 \cdot t_{10.65} \cdot (2 - 0.87 \cdot t_{10.65})}{(T_S - 260 \cdot 0.87 \cdot t_{10.65}) \cdot (1 - 0.87 \cdot t_{10.65})}, \quad (6.7)$$

где

$$t_{10.65} = t_0 + 0.0038 \cdot T_R, \quad (6.8)$$

по которой можно рассчитать коэффициент излучения океана c на частоте 6.9 ГГц с использованием данных измерений AMSR2 над ураганами на частотах 6.9, 10.65, 18.7 и 23.8 ГГц, и данных о температуре поверхности океана. Для построения ГМФ в области ураганных ветров ($c(V)$) с

использованием формул (6.6-6.8), была задействована база данных по тропическим циклонам, описанная в главе 5.

В качестве данных по температуре океана использовался спутниковый оптимально интерполированный продукт RSS, основанный на совместном использовании микроволновых и инфракрасных измерений (OI MW_IR). Максимальные скорости ветра по данным Best Track были уменьшены в $1/0.93$ раз для приведения в соответствие одномоментные ветра разрешению AMSR2 (10-минутным ветрам). Эти максимальные скорости ветра были сопоставлены максимальным значениям коэффициентов излучения на горизонтальной и вертикальной поляризациях, рассчитанным по данным AMSR2 с использованием формул (6.6-6.8). При этом, для каждого пересечения траектории движения циклонов были построены поля ϵT_s на частоте 6.9 ГГц на горизонтальной и вертикальной поляризации. Пример таких полей представлен на рисунке 6.2. Координатная система привязана к центру циклона, ось ординат совпадает с направлением движения циклона. Центр циклона определен на основании данных Best Track, интерполированных на время измерений AMSR2. Белые пиксели обозначают наличие маски, связанной либо с сушей, либо с береговой зоной, либо с зоной наличия радиочастотных помех.

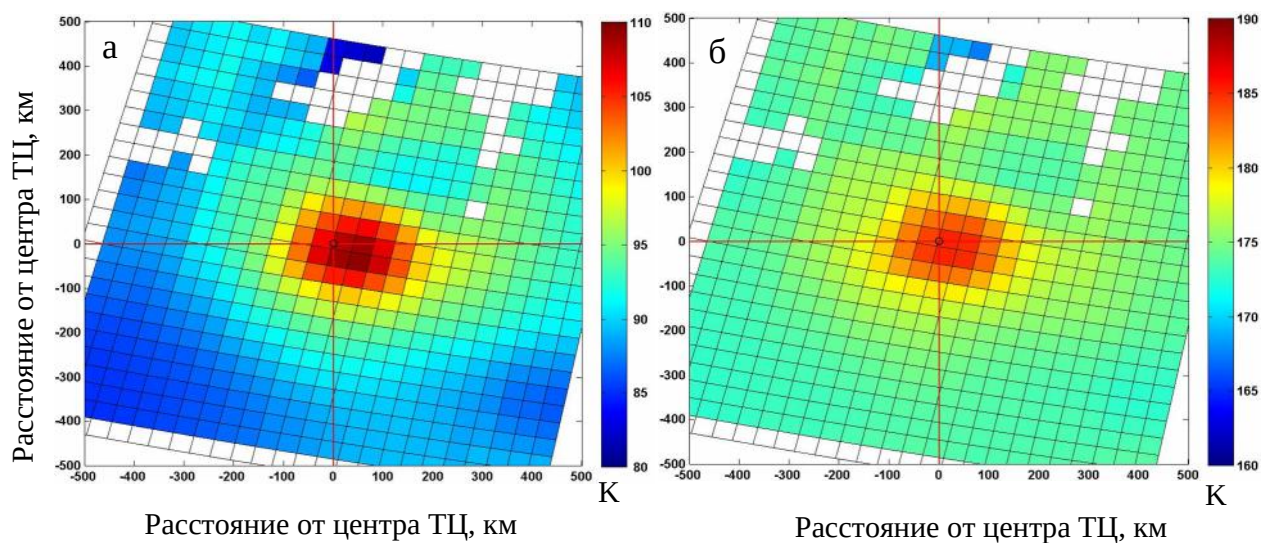


Рисунок 6.2 Поля рассчитанных значений микроволнового излучения океана у поверхности (не ослабленного слоем атмосферы) $\epsilon \nabla T_s$ на частоте 6.9 ГГц: (а) – на горизонтальной поляризации, (б) – на вертикальной поляризации. ТЦ Sanba. 13 сентября 2012 ~ 17:10 Гр.

Результаты сопоставления рассчитанных значений ϵ (максимальных в ТЦ) и скоростей ветра по данным Best Track анализа послужили основой ГМФ микроволнового излучения океана для ураганных ветров на частоте 6.9 ГГц.

6.3 ГМФ микроволнового излучения океана для ураганных ветров на частоте 6.9 ГГц

База данных для построения ГМФ состояла из измерений AMSR2 для для ~600 сопряженных по времени пересечений траекторий движения 177 тропических циклонов за период 2012 – 2015 годы и данных по максимальной скорости ветра Best Track анализа из центров данных ураганов NHC и JMA. На основании анализа рассчитанных ϵ с использованием измерений AMSR2 значений излучения океана у поверхности, не

ослабленного слоем атмосферы с осадками, и данных по V_{max} были построены зависимости $c(V)$ на горизонтальной и вертикальной поляризации, представленные представлены на рисунке 6.3.

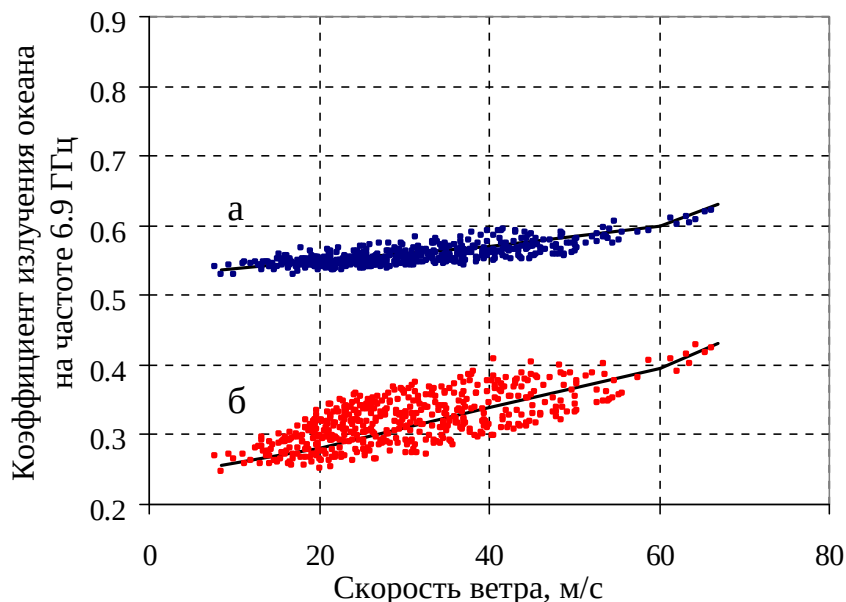


Рисунок 6.3 Максимальные значения коэффициента микроволнового излучения океана $c^\diamond$ на частоте 6.9 ГГц: (а) – на вертикальной поляризации, (б) – на горизонтальной поляризации как функции 10-минутной скорости ветра в ураганах по данным Best Track.

Разброс данных достаточно большой, что обусловлено большим количеством допущений и приближений, использованных при расчетах. Формулировка полученной ГМФ в виде кусочно-линейной функции:

$$c^{v,h} = a_i^{v,h} \cdot V, \quad (6.9)$$

где $a_i^{v,h}$ – коэффициенты линейной регрессии, представляющие зависимость на рисунке 6.3 в соответствии с диапазоном скоростей ветра i . Численные значения коэффициентов даны в таблице 6.1.

Таблица 6.1. Коэффициенты линейной регрессии для геофизической модельной функции микроволнового излучения океана в С-диапазоне (формула 6.9).

Диапазон скоростей ветра i	V , м/с	a_i^H , К/(м/с)	a_i^V , К/(м/с)
1	< 15	0.4	0.2
2	15 - 20	0.6	0.3
3	20 - 40	0.8	0.4
4	40 - 60	1.0	0.5
5	> 60	1.5	1.3

Следует отметить, что данных в диапазоне скоростей ветра, превышающих 60 м/с, совсем мало, поэтому уточнение ГМФ при таких условиях требует продолжения работы в данном направлении.

ГЛАВА 7 ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПОЛЯРНЫХ ЦИКЛОНОВ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ

7.1 Методы идентификации полярных циклонов (ПЦ)

Циклонические мезомасштабные атмосферные циркуляции с горизонтальными размерами 100-1000 км, зарождающиеся и существующие вне прямой связи с фронтальными системами синоптического масштаба, - нередкое явление в умеренных и высоких широтах. Наличие таких систем в атмосфере было обнаружено при анализе изображений облачного покрова, полученных со спутников в начале 60-х годов прошлого столетия. В литературе получило распространение несколько названий этого явления: "мезомасштабные вихри", "облачные запятыя", "вторичные циклоны", "завихренности". В англоязычной литературе часто употребляется термин «Polar low». Наибольшее количество исследований посвящено мезовихрям, образующимся зимой в холодных воздушных массах над теплыми акваториями океанов в высоких широтах. Большой диапазон мезомасштабных вихрей, возникающих к полюсу от основного полярного фронта или других основных фронтальных зон, покрывает огромное количество погодных систем от незначительных, слабых вихрей практически без поверхностной циркуляции, до исключительно активных систем, сопровождаемых ураганными ветрами и мощными осадками. Наиболее интенсивные мезовихри, образующиеся над открытыми районами океанов, получили название «полярные циклоны». Время жизни таких циклонов относительно невелико (1-3 дня), что, совместно со сравнительно небольшими размерами, затрудняет их обнаружение и изучение [Rasmussen and Turner, 2003]. Основные районы распространения полярных циклонов в Северном полушарии – это море Бофорта, Норвежское, Баренцево и Гренландское моря, море Лабрадор, Море Бофорта, пролив Дэвиса, Датский

пролив, Охотское и Берингово моря, залив Аляска. Часто встречаются ПЦ в Японском море, расположенном значительно южнее основных районов формирования мезомасштабных циклонов в Атлантическом и Тихом океанах.

Мезоциклоны формируются и развиваются очень быстро. Небольшие размеры, короткий жизненный цикл и недостаточное покрытие открытого моря сетью гидрометеорологических наблюдений приводят к тому, что далеко не все мезоциклоны отмечаются на картах погоды. В то же время, они хорошо видны в поле облачности на спутниковых видимых и инфракрасных (ИК) изображениях. Их облачные системы могут принимать вид слабо-организованного скопления кучево-дождевых облаков, облачной запятой или семейства облачных спиралей, состоящих из конвективных облаков, часто с безоблачным глазом в центре. Развитие таких циклонов характеризуется очень быстрым падением давления. Интенсивные мезоциклоны сопровождаются штормовыми ветрами и относятся к категории экстремальных погодных явлений, которые крайне затруднительно прогнозировать [Ninomiya et al., 2003; Мунгалиев и др., 2011]. Скорость ветра в них может значительно превышать 15 м/с. Штормовой ветер усиливает волнение моря и обрушение волн, что при низких температурах воздуха может привести к быстрому обледенению судов. Эти особенности представляют серьезную опасность для находящихся в море судов и хозяйственной деятельности прибрежных районов.

Полярные циклоны изучаются уже более полувека. Большую группу работ составляют исследования, базирующиеся на анализе данных наблюдений, в том числе, и спутниковых. Исторически это самые первые работы, связанные с интерпретацией снимков видимого и инфракрасного диапазонов. Часто такие работы направлены на рассмотрение одного или нескольких случаев мезовихрей. Ранние работы большей частью носили узконаправленный диагностический и/или описательный характер [Rasmussen, 1985], в то время как в современных исследованиях для анализа

рассматриваемых случаев привлекаются данные контактных измерений, карты погоды, и чаще всего, работы опираются на данные нескольких приборов, работающих в различных диапазонах электромагнитного спектра и позволяющих получить наиболее полную информацию о погодной системе [Mitnik, 2009; Гурвич и Пичугин, 2013]. Стремление обобщить и классифицировать мезовихри всегда базировалась как на их проявлениях на спутниковых изображениях, так и на изучении механизмов их формирования, обусловленных той или иной синоптической ситуацией.

Изменения климата Арктики влияют на частоту и интенсивность полярных циклонов в различных регионах. Оценка степени этого влияния проводится в работах, носящих климатологический характер. Подобные работы базируются преимущественно на анализе спутниковых снимков и результатов модельных расчетов (например, на данных реанализа), т.е. на данных, способных представить достаточно длинный временной ряд. Такие работы исследуют климатологию мезовихрей, и важнейшей их целью является изучение пространственно-временной изменчивости их появлений, и поиск взаимосвязи с важнейшими климатологическими циклами [Мохов и др., 2007; Zahn and von Storch, 2008; Kolstad et al., 2009]. Так, результаты [Zahn and Storch, 2013] свидетельствуют о прогнозируемом в будущем уменьшении количества полярных циклонов в Арктике и снижении их интенсивности, связанных с более быстрым повышением температуры воздуха относительно температуры воды, а следовательно, с повышением устойчивости погранслоя атмосферы.

Изучение полярных циклонов необходимо, в том числе, и для исследования обратных связей, а именно, для оценки влияния воздействия ПЦ на изменения климата. Так, в работе [Condrón et al., 2008] показано, что учет полярных циклонов крайне важен при моделировании крупномасштабной океанической циркуляции и краткосрочных прогнозах погоды. А в [Condrón and Renfrew, 2012] показано, что подобный учет ведет к тому, что прогнозируемое уменьшение количества полярных циклонов над

морями Северо-Европейского бассейна, связанное с ростом температуры воздуха в Арктике, приведет к уменьшению глубинного перемешивания вод и ослаблению крупномасштабной океанической циркуляции. Что, в свою очередь, приведет к уменьшению потока тепла в Европу и Северную Америку.

Из спутниковых данных для изучения полярных циклонов в настоящее время широко используются данные РСА, видимые и инфракрасные изображения облачности, поля приводного ветра по данным скаттерометров и поля различных геофизических параметров, восстановленных по данным спутниковых пассивных микроволновых измерений [Гурвич *et al.*, 2010].

Исторически методы идентификации ПЦ, основанные на анализе снимков видимого и ИК диапазона, начали развиваться самыми первыми. Большая группа работ, особенно ранние исследования, представляет из себя изучение отдельных случаев полярных циклонов, основанное на анализе снимков видимого или инфракрасного диапазонов, часто с привлечением синоптического анализа

Облачная система ПЦ развивается в приземном слое, поэтому при наличии верхнего яруса облаков ПЦ в ИК и видимых изображениях облачности не проявляются. В отсутствии верхних облаков спутниковые данные ИК и видимого диапазона позволяют идентифицировать ПЦ, судить о воздушных массах и физических процессах, вовлеченных в образование рассматриваемых систем и оценивать время жизни и диаметр циклона. Поскольку ПЦ формируются за счет различных физических механизмов, в зависимости от природы этих механизмов различаются и форма и структура облачности: разные типы вихрей обладают разными проявлениями в облачности. Для изучения арктических ПЦ, чаще всего образующихся в зимнее время года, наиболее пригодны инфракрасные радиометры на спутниках, обладающих полярной орбитой и обеспечивающих, таким образом, наиболее полное покрытие исследуемой территории, например спектральные радиометры AVHRR на спутниках серии NOAA, MODIS на спутниках Terra и Aqua.

Изображения радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), например, RADARSAT SAR, Envisat ASAR, ALOS PALSAR, Sentinel-1 являются одними из наиболее ценных источников информации о ПЦ, так как обладают высоким разрешением и дают картину поля приводного ветра независимо от погодных условий. Российские исследователи на основании совместных синхронных наблюдений облачных структур с помощью оптического сканера и поверхности океана радиолокатором бокового обзора (РБО) одними из первых в мире обнаружили, что все основные процессы в атмосфере проявляются на поверхности океана в изменении структуры поля волнения (ветра) (из книги под ред. Конюхова, 2007). Существует, как правило, высокая степень подобия между структурой облачности полярных циклонов и соответствующей структурой поля ветра на РСА-изображениях. Высокое пространственное разрешение данных РСА позволяет идентифицировать в полях приводного ветра вихревые структуры даже небольших размеров. РСА изображения дают возможность изучения таких деталей атмосферных процессов, которые оказываются за рамками возможностей пространственного разрешения любых других приборов.

Снимки Radarsat ScanSAR, представленные на рисунке 7.1, иллюстрируют спиральную структуру поля приводного ветра вокруг «глаза» полярных циклонов в море Лабрадор [Vachon и др., 2000]. Зоны конвергенции ветра вблизи циклонических ядер характеризуются резкими градиентами скорости ветра поперек фронтальной границы, сходящейся в направлении глаза. Адвекция холодного воздуха с континента к теплой морской поверхности проявляется на снимках яркими областями, а сильный воздушный поток организуется в вихревые ячейки вниз от ледовой кромки, что отражается на снимках спиральными облачными полосами. Глубокая ячейковая конвекция часто возникает к северу от глаза циклона.



Рисунок 7.1 Проявления ПЦ в полях приводного ветра в море Лабрадор на снимках Radarsat ScanSAR: (а) 30 января 1997; (б) 28 декабря 1997; (в) 29 декабря 1997; (г) 1 января 1998; (д) 15 января 1998; (е) 13 января 1999.

К недостаткам методов, основанных на использовании РСА, относится нерегулярность данных и их относительно высокая стоимость. На сегодняшний день данные РСА в широкой полосе обзора могут быть использованы для изучения лишь ПЦ, случайным образом оказавшихся в поле зрения прибора, но никак не для оперативного использования и слежения за развитием атмосферных процессов, хотя анализ архивов таких снимков позволяет диагностировать и изучать отдельные случаи ПЦ. В то же время, изображения РСА более информативны относительно снимков видимого и ИК диапазона, поскольку облачные вихри часто сопровождают погодные явления, обладающие существенно меньшей энергией, чем ПЦ.

Недостатки РСА частично могут восполнить данные активных микроволновых инструментов - скаттерометров, которые отличаются широкой полосой обзора и доступностью. Регулярным источником информации о поле ветра служат данные таких инструментов, как QuikSCAT, SeaWinds, Metop-A, B, ASCAT, RapidSCAT. Хотя разрешением такие данные существенно уступают данным РСА, регулярность их получения существенно расширяет возможности для их использования.

Пример скаттерометического поля ветра для ПЦ в Баренцевом море 18 января 2007 приведен на рисунке 7.2.

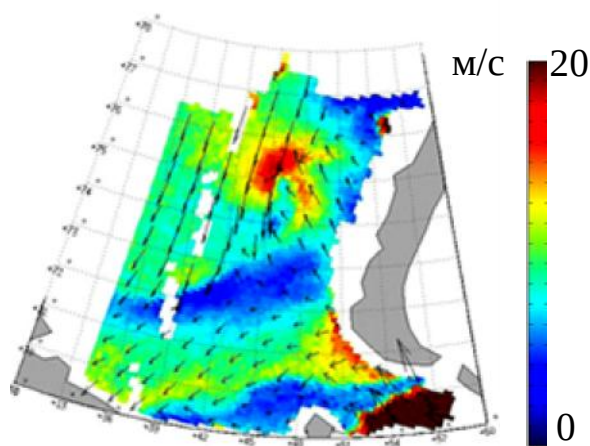


Рисунок 7.2 – Полярный циклон в Баренцевом море, идентифицированный в поле приводного ветра по данным QuikSCAT SeaWinds 18 января 2007
~15:39 Гр.

Пороговые значения скоростей ветра, используемые для разделения ПЦ и менее интенсивных мезоциклонов, строго говоря, условны. Обычно используется порог 15 м/с, хотя в некоторых исследованиях устанавливаются и более высокие пороговые значения скорости ветра. В холодных арктических районах точность восстановления ветра на основе данных спутниковых скаттерометров невысока, поскольку существующие ГМФ настраиваются на данных измерений морских буев, основная часть которых расположена в тропических и субтропических районах. При этом, известно, что влияние температуры океана на радиолокационный сигнал существенно

[Grodsky *et al.*, 2012]. Кроме того, погрешность восстановления ветра на основе активных микроволновых измерений тем выше, чем выше скорость приводного ветра. В высоких широтах для штормовых мезоциклонов, скорость ветра в которых превышает 12 м/с, эта погрешность особенно велика из-за насыщения сигнала.

Существенно меньшее количество исследований штормовых мезоциклонов основано на использовании данных спутниковых пассивных микроволновых инструментов. В нашей стране такие исследования проводятся под руководством профессора Митника Л.М в Тихоокеанском Океанологическом Институте во Владивостоке, и связаны, главным образом с изучением дальневосточных морей [Mitnik, 2009; Гурвич и др., 2010]. В то же время, данные многоканальных сканирующих спутниковых микроволновых радиометров, таких как SSM/I и SSMIS, WindSat, радиометры серии AMSR предоставляют уникальные возможности для изучения полярных циклонов. Эти радиометры принимают излучение в широкой (около 1400 км) полосе обзора и за счет полярной орбиты спутниковых платформ имеют высокое временное разрешение в полярных областях. Независимость от времени суток и погодных условий делает их бесценным источником информации о ПЦ, а наличие точных методов определения различных геофизических параметров, позволяет не только диагностировать ПЦ, но и количественно оценивать их характеристики, следить за эволюцией, строить траектории движения и т.д.

7.2 Использование полей влагозапаса атмосферы, восстановленных по данным спутниковых микроволновых радиометров для идентификации ПЦ

Метод обнаружения ПЦ в полях влагозапаса атмосферы, восстановленных по данным спутниковых микроволновых радиометров, позволяет идентифицировать ПЦ независимо от облачности, поскольку

наибольший вклад в интегральное содержание водяного пара в атмосфере вносит именно приземный слой. Использование измерений AMSR2 для идентификации ПЦ имеет дополнительное преимущество: поиск вихревых структур в восстановленных полях влагозапаса проводится одновременно с анализом восстановленных скоростей приводного ветра, что позволяет выделить те мезоциклоны, в которых скорость ветра превышает пороговое значение.

В настоящее время в традиционной оперативной практике гидрометеорологических служб для идентификации ПЦ используется либо визуальный анализ снимков спектральных радиометров видимого и ИК диапазона, либо анализ полей приземного давления по данным численного моделирования или картам приземного анализа. При этом, несмотря на то, что данные спектрорадиометров обладают сравнительно высоким пространственным разрешением (~ 250 м для видимого диапазона и ~ 1 км для ИК диапазона), часть ПЦ оказывается скрыта верхней облачностью и не идентифицируются ни в поле облачности на снимках видимого диапазона, ни в поле водяного пара по ИК данным, содержащим информацию лишь о верхних слоях атмосферы. Иллюстрация случая ПЦ, закрытого верхним ярусом облаков, приведена на рисунке 7.3.

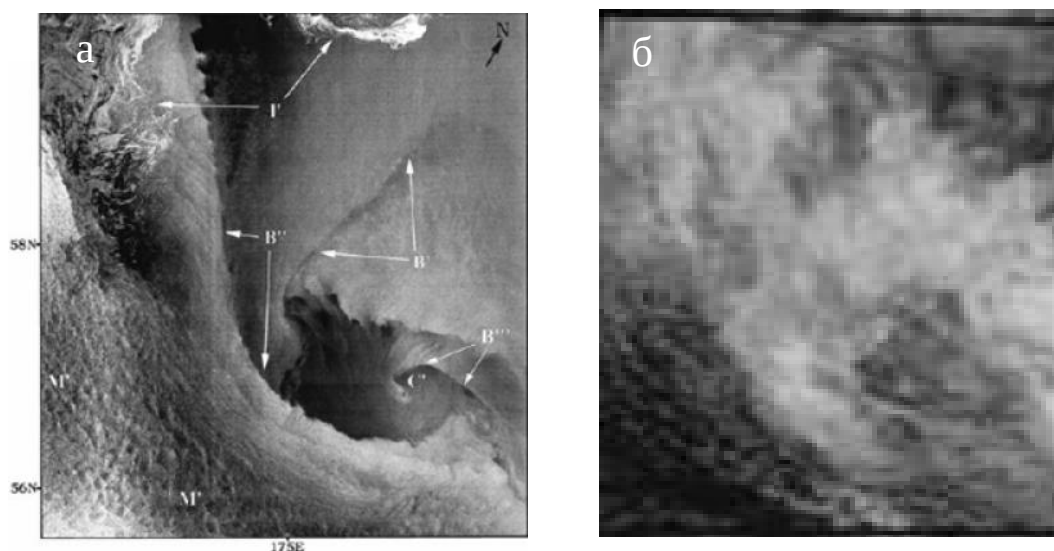


Рисунок 7.3 – Полярный циклон в Беринговом море 25 марта 1998 г.: (а) изображение RADARSAT SAR 06:02 Гр., (б) ИК изображение NOAA 6 AVHRR 07:15 Гр.

Изучение карт приземного анализа для исследованных ПЦ показал, что с их помощью можно обнаружить лишь 7% ПЦ.

В работе [Rasmussen and Turner, 2003] авторы впервые сформулировали гипотезу о том, что полярные циклоны можно идентифицировать в полях интегральной влажности атмосферы, восстанавливаемой по данным спутниковых микроволновых радиометров. Данный параметр является индикатором ПЦ, поскольку участвует во всех процессах переноса тепла и влаги, влияющих на образование и эволюцию ПЦ. В дальнейшем возможность использования подхода, основанного на анализе полей интегральной влажности атмосферы, была подтверждена в [Melsheimer et al., 2007].

В данной работе метод идентификации ПЦ в полях влагозапаса атмосферы всесторонне верифицировался с использованием обработки и сравнительного анализа различных спутниковых данных, данных реанализа и карт приземного анализа. Суть метода заключается в использовании только полей влагозапаса атмосферы для идентификации ПЦ без привлечения

дополнительных данных. Для доказательства возможности диагностики случая ПЦ только по наличию вихревого образования в поле Q в работе для более 140 ПЦ анализировались все возможные спутниковые данные и данные наземных измерений. Использовались также карты приземного анализа немецкого метеорологического бюро погоды. Данные радиозондирования со станций, расположенных на небольших островах Норвежского и Баренцева морей, по профилям атмосферных метеопараметров позволили рассчитать значения влагозапаса атмосферы и оценить факт наличия или отсутствия облачности в областях развития циклонов. Значения $Q_{p/3}$ были сравнены в процессе тестирования со спутниковыми оценками, что позволило дополнительно оценить точность метода восстановления Q в условиях ПЦ и его применимость для их изучения. Точность восстановления Q по данным SSM/I в условиях ПЦ в Норвежском и Баренцевом море оказалась равной 1.1 кг/м^2 , что в 3 раза выше, чем точность альтернативного спутникового продукта из RSS.

Обоснование возможности обнаружения полярных циклонов по наличию вихревых образований в полях водяного пара, построенных по данным радиометров SSM/I, AMSR-E и AMSR2, было подтверждено совместным анализом полей влагозапаса атмосферы и данных измерений Envisat ASAR, Sentinel 1, QuikSCAT SeaWinds, Metop ASCAT, NOAA AVHRR, Terra и Aqua MODIS, а также синоптическим анализом с использованием карт приземного анализа и реанализа NCEP/NCAR и ERA-Interim: Envisat ASAR – первичная диагностика полярного циклона, высокое пространственное разрешение, диагностика вихревых структур мез- и микро-масштаба, количественная информация о полях ветра над океаном независимо от освещенности и атмосферных условий; QuikSCAT SeaWinds и Metop ASCAT – дополнительная регулярная информация о поле ветра низкого пространственного разрешения ($25 \text{ км} \times 25 \text{ км}$ и $12.5 \text{ км} \times 12.5 \text{ км}$) с высоким временным разрешением в полярных районах; NOAA AVHRR, Terra и Aqua MODIS - изображения видимого и ИК диапазона – изучение

проявления ПЦ в облачности, увеличение временного разрешения для мониторинга ПЦ; DMSP SSM/I, Aqua AMSR-E, GCOM-W1 AMSR2 – построение полей геофизических параметров (влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков и скорости приводного ветра) в широкой полосе обзора; карты приземного анализа и реанализа NCEP/NCAR и ERA-Interim – поля давления.

Для верификации метода была создана база данных наиболее интенсивных ПЦ для Северного Ледовитого Океана за период с 2000 по 2010 годы. Процесс создания базы заключался в следующих этапах: применение алгоритмов восстановления параметров атмосферы и океана к данным спутниковых измерений T_a , построение полей восстановленных параметров, анализ построенных изображений полей влагозапаса – поиск вихревых структур, сопоставление с полями приводного ветра с целью проверки наличия скоростей ветра, превышающих порог 15 м/с. Метод идентификации ПЦ в полях влагозапаса атмосферы разрабатывался до запуска радиометра AMSR2, поэтому на этапе массового тестирования он был применен к данным радиометров DMSP SSM/I и Aqua AMSR-E. По определению полярный циклон представляет собой мезомасштабный циклон диаметром менее 1000 км, время жизни которого не превышает нескольких суток. Все вихревые образования в полях влагозапаса, укладывающиеся в рамки определения полярных циклонов, были включены в базу данных штормовых циклонов. Для всех найденных ПЦ ветер превышал 15 м/с. После идентификации случая полярного циклона, для него были скачаны и обработаны все дополнительные спутниковые, наземные и модельные данные для получения наиболее полной информации о циклоне и занесения ее в базу данных: минимальные и максимальные значения влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным спутниковых микроволновых радиометров, максимальная скорость приводного ветра – как результат совместного анализа полей микроволновых радиометров, скаттерометров и – при наличии - РСА.

Наличие высокоэффективных методов восстановления геофизических параметров по данным микроволновых радиометров, обладающих высокой точностью в неблагоприятных условиях существенно повысило информативность исследований. Изучение карт приземного анализа дало возможность утверждать, что 93% штормовых мезоциклонов диаметром менее 500 км, не фиксируются на картах, и анализ спутниковой информации остается единственным источником сведений о таких циклонах.

Примеры полей спутниковых данных для верификации метода приведены на рисунках 7.4 – 7.9.

Первый пример, иллюстрируемый рисунками 7.4 – 7.7, демонстрирует идентификацию двух полярных циклонов к югу от Шпицбергена 12 марта 2011 года. Оба циклона образовались около 7:00 Гр. и просуществовали менее суток. На рисунке 7.4 представлены поля влагозапаса атмосферы, восстановленные по данным Aqua AMSR-E (а) и поля приводного ветра по данным того же инструмента (б), свидетельствующие о развитии скоростей ветра более 25 м/с. Поля ветра по данным скаттерометра Metop-A ASCAT, приведенные на рисунке 7.5, дают значения максимальных скоростей порядка 16-18 м/с, занижая реальные значения (24.6 м/с в 12:00 Гр.), полученные на метеорологической станции на острове Vjornoya по ходу движения циклонов. Проявления ПЦ в полях сопутствующей облачности на снимке Terra MODIS проиллюстрированы на рисунке 7.6(а), а рисунок 7.6(б) отображает поле геопотенциала по данным реанализа NCEP/NCAR, свидетельствующее об отсутствии обоих циклонов в полях модельных данных. Коричневым цветом маскируется морской лед, над которым восстановление параметров не производится, и береговая зона.

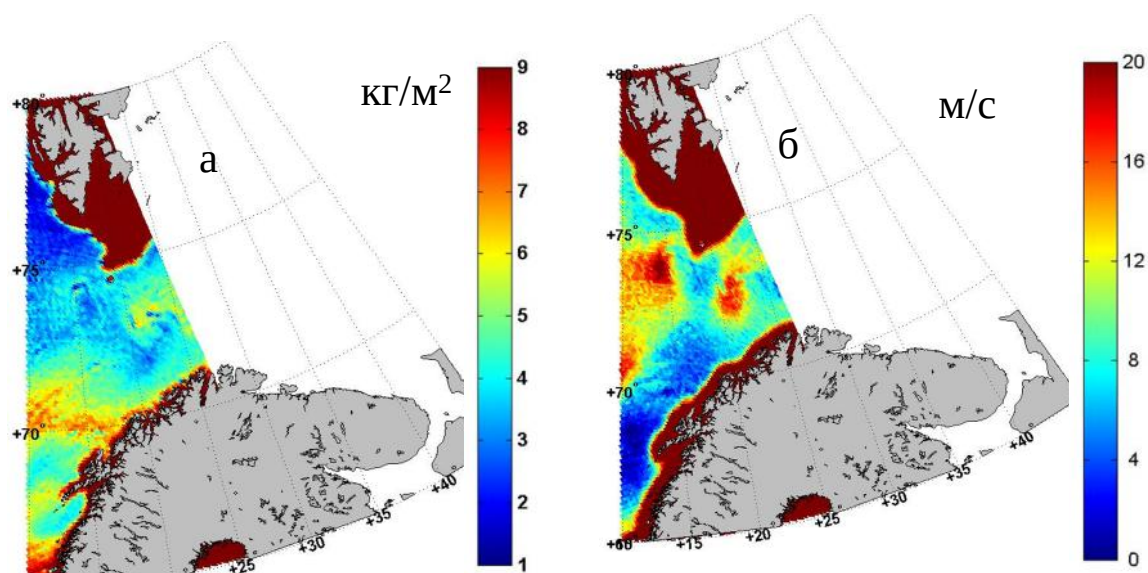


Рисунок 7.4 Два полярных циклона к югу от Шпицбергена 12 марта 2011 года, проявляющиеся в полях геофизических параметров, восстановленных по данным измерений Aqua AMSR-E в 11:35 Гр.: (а) влагозапас атмосферы, (б) скорость приводного ветра

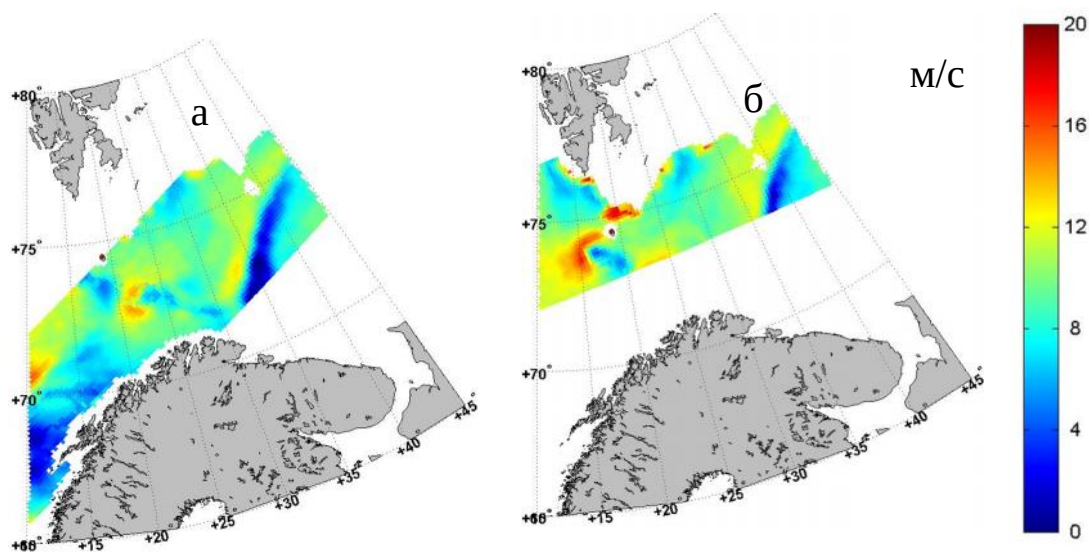


Рисунок 7.5 Два полярных циклона к югу от Шпицбергена 12 марта 2011 года в полях поля приводного ветра по данным измерений Metop-A ASCAT (а) в 11:32 Гр. и (б) в 13:09 Гр.

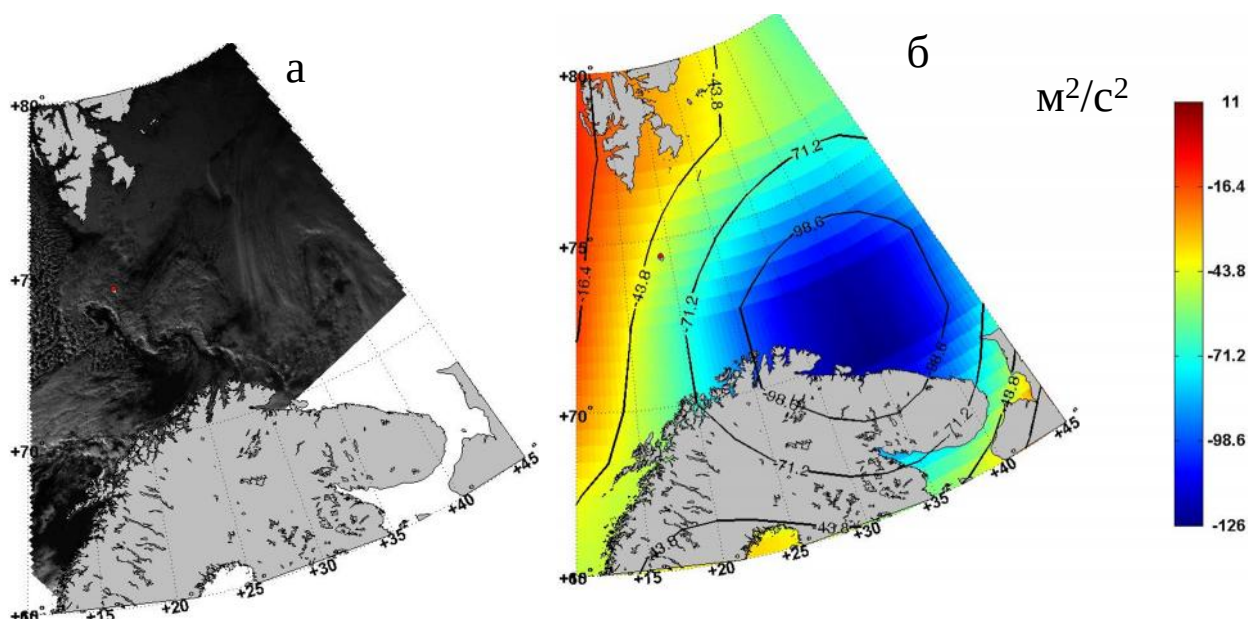


Рисунок 7.6 (а) Поле облачности 12 марта 2011 года по данным Terra MODIS в 12:50 Гр. и (б) поле геопотенциала по данным NCEP/NCAR в 12:00 Гр.

Еще один случай совместного анализа спутниковых данных иллюстрирует преимущества разработанного метода идентификации по сравнению с традиционным использованием снимков ИК – диапазона. Полярный циклон в Баренцевом море северо-западнее Новой Земли 27 января 2010 года проявляется в радиолокационных данных (рисунок 7.7(а)) и не проявляется в ИК изображении Terra MODIS как показано на рисунке 7.7(б). В то же время, данный циклон отчетливо идентифицируется и в поле влагозапаса атмосферы, и в поле водозапаса облачности, построенным по данным радиометра AMSR-E.

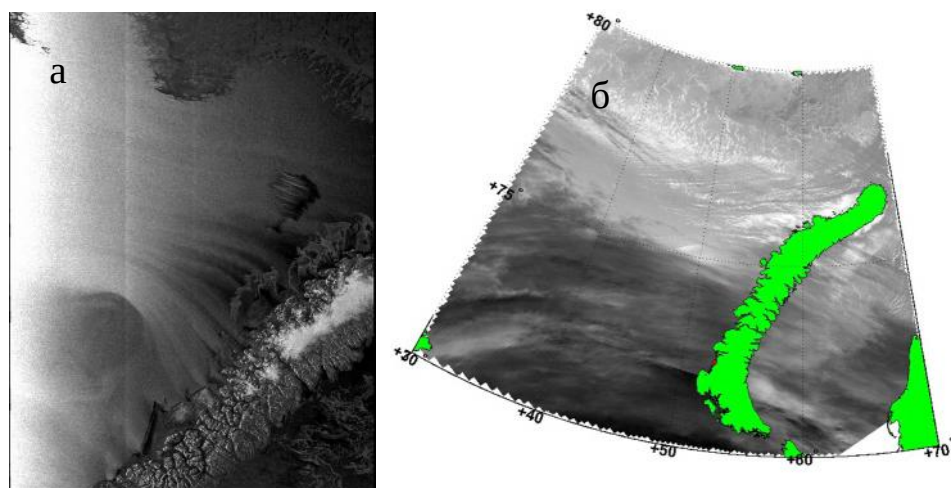


Рисунок 7.7 Полярный циклон в Баренцевом море северо-западнее Новой Земли 27 января 2010 года: (а) снимок Envisat ASAR в 17:15 Гр.; (б) ИК снимок Terra MODIS в 16:10 Гр.

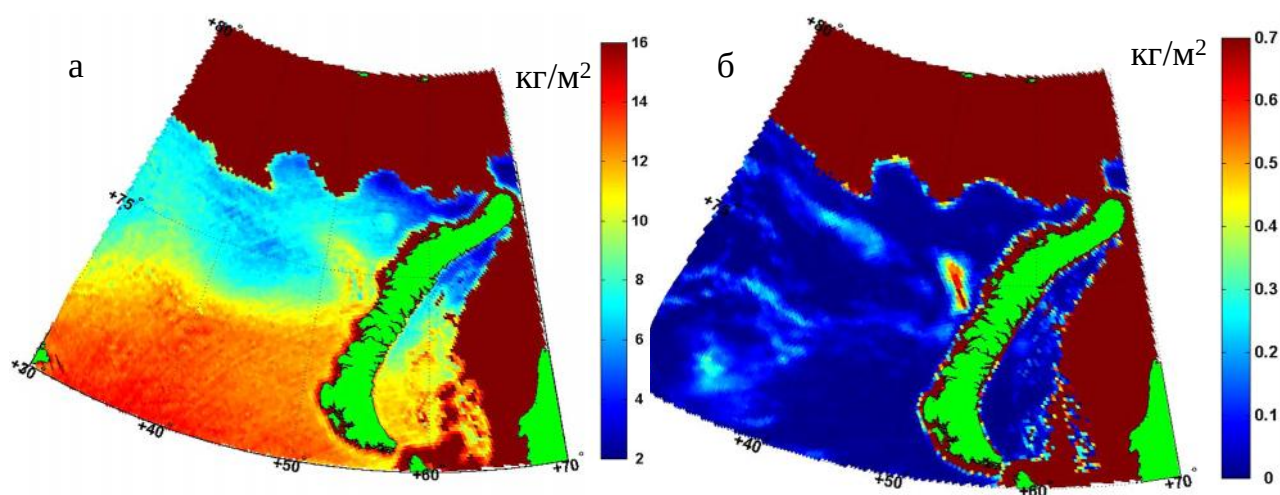


Рисунок 7.8. Полярный циклон в Баренцевом море северо-западнее Новой Земли 27 января 2010 года, проявляющийся в полях геофизических параметров, восстановленных по данным измерений Aqua AMSR-E в 16:15 Гр: (а) влагозапас атмосферы; (б) водозапас облаков.

Эволюция интенсивного ПЦ в Баренцевом море 7-8 января 2009 г. представлена на рисунке 7.9, где показаны поля влагозапаса атмосферы, восстановленные на основе данных измерений SSM/I и AMSR-E. Видно, что по мере развития циклона, происходит увеличение его влагозапаса. Поля

влажностя, построенные по данным AMSR-E, обладают более ярко выраженной структурой, поскольку разрешение в 2 раза выше.

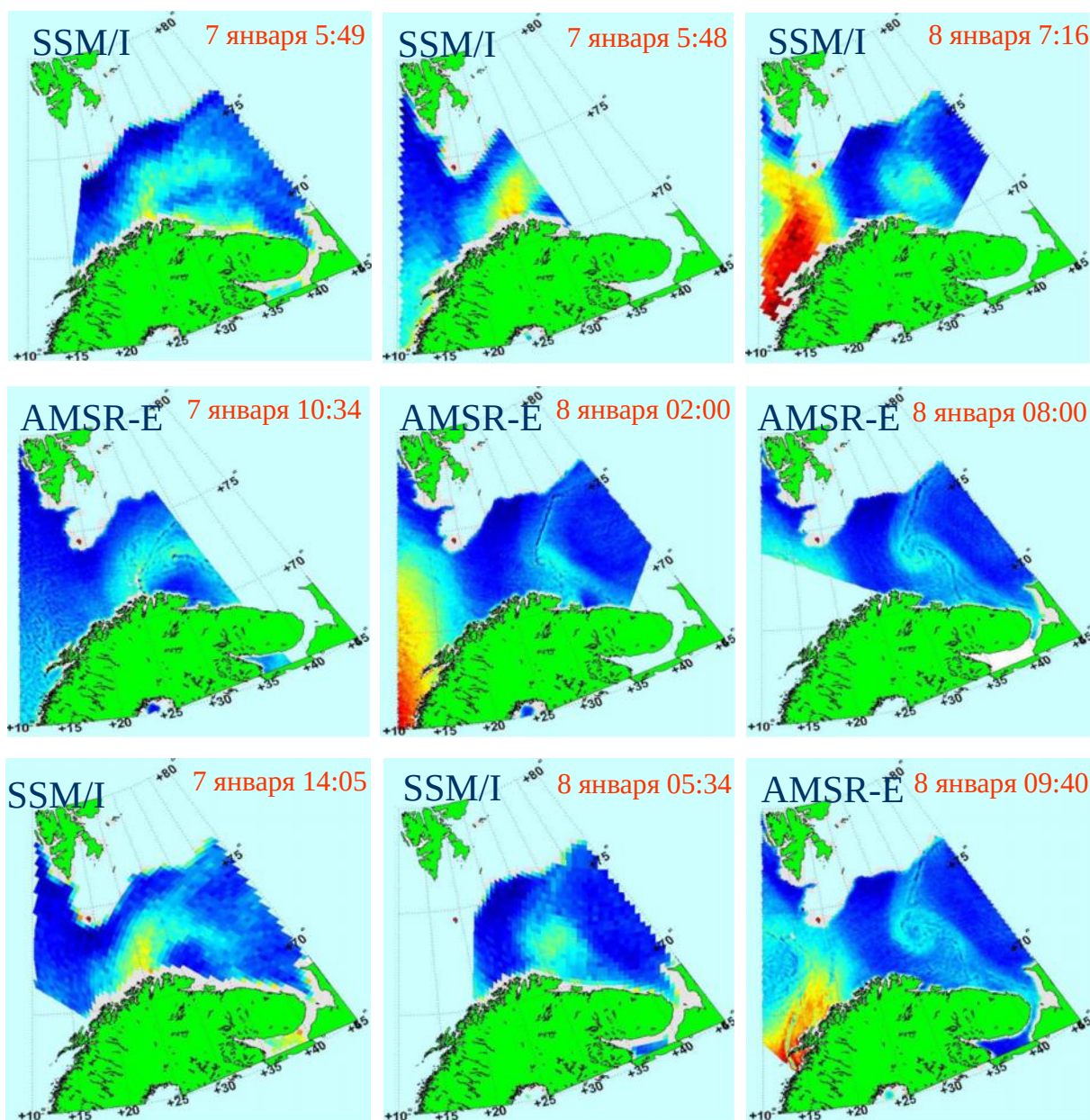


Рисунок 7.9. Эволюция полярного циклона в Баренцевом море 7-8 января 2009 г., проявляющегося в полях влаготаса атмосферы, восстановленных по данным измерений DMSP SSM/I и Aqua AMSR-E.

Рисунок 7.10, на котором представлены поля влаготаса атмосферы, восстановленного по данным GCOM-W1 AMSR2, и видимое изображение облачности Aqua MODIS, иллюстрирует еще один случай ПЦ, закрытого верхней облачностью. Разница в измерениях составляет несколько минут.

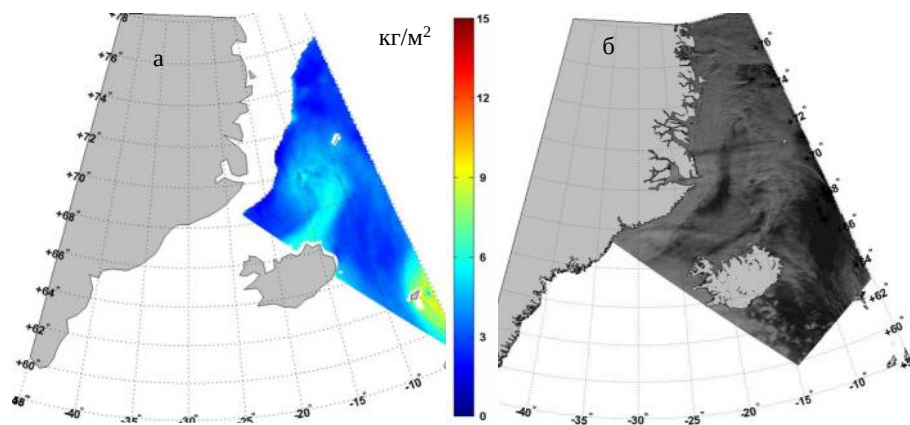


Рисунок 7.10. Полярный циклон в Гренландском море 23 марта 2014 г.: (а) поле влагозапаса атмосферы Q , восстановленное по данным GCOM-W1 AMSR2, (б) снимок Aqua MODIS в видимом диапазоне. Время измерений $\sim 12:00$ Гр.

Таким образом, метод идентификации мезомасштабных циклонов, включает в себя два этапа. Первый этап - это восстановление полей влагозапаса атмосферы по данным спутниковых микроволновых измерений, второй - анализ восстановленных полей влагозапаса атмосферы и выявление в них вихревых структур. Районы образования ПЦ характеризуются низкими значениями водяного пара в атмосфере на протяжении всего года, поэтому при использовании данного метода идентификации точность восстановления влагозапаса атмосферы приобретает решающее значение.

Вариации влагозапаса в вихревых структурах ПЦ составляют всего $\Delta Q \sim 2-3 \text{ кг/м}^2$, и если точность метода сравнима с ΔQ или ниже, идентифицировать ПЦ в поле Q не представляется возможным. Наличие точных методов восстановления Q [Bobilev et al., 2010], является залогом уверенной идентификации ПЦ.

Преимуществом метода идентификации ПЦ, основанного на использовании данных измерений спутниковых сканирующих микроволновых радиометров, являются:

- 1) Возможность регулярного, оперативного построения полей параметров атмосферы и океана независимо от облачности и времени суток;

- 2) Высокое временное разрешение данных спутниковых микроволновых радиометров для морей Арктики;
- 3) Наличие эффективных методов восстановления полей влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков и скорости приводного ветра, обладающих высокой точностью в экстремальных условиях;
- 4) Свободный доступ к данным измерений спутниковых микроволновых измерений, их сравнительно небольшой объем, позволяющий проводить быструю обработку.

Последнее обстоятельство представляется принципиально важным для возможности использования предложенного метода в оперативной практике региональных управлений Росгидромета, поскольку данные российских пассивных микроволновых радиометров МТВЗА-Гя на спутниках Метеор-1 и Метеор-2 пока не получили распространения.

С использованием разработанного метода, на основе применения алгоритмов, созданных для радиометра SSM/I [Bobylyev *et al.*, 2010], недавно была создана новая статистика ПЦ в морях Северо-Европейского бассейна за период с 1995 по 2009 г. [Smirnova *et al.*, 2015]. Отличительной чертой новой статистики является большее количество ПЦ, чем указано в опубликованной литературе, что, видимо, является следствием обнаружения ПЦ под верхней облачностью.

7.4 ПЦ в российских морях восточного сектора Арктики

Наиболее изученным районом мезомасштабного циклогенеза являются моря атлантического сектора Арктики. Мезомасштабная циклоническая деятельность в этом регионе обусловлена характером крупномасштабной атмосферной циркуляции и относительно высокой температурой морской поверхности за счет влияния Гольфстрима. Мезомасштабный циклогенез над дальневосточными (ДВ) морями изучен меньше, за исключением Японского моря [Гурвич *et al.*, 2008]. Наименее освещен мезомасштабный циклогенез над морями тихоокеанского сектора Арктики. Упоминание о «локальных

мезоциклонах» на фоне крупномасштабной циркуляции в ряде мест арктического и беринговоморского побережья, которые возникают при определенных направлениях натекающего потока под влиянием орографии, встречается в монографиях [Зимич, 1998, 2002].

Особую актуальность для российской науки исследования полярных циклонов приобретают в связи с резким уменьшением в последние годы площади Северного Ледовитого Океана, покрытой многолетними морскими льдами, и появлением новых районов открытой воды, потенциально пригодных для зарождения полярных циклонов [Comiso *et al.*, 2008; Иванов *et al.*, 2013]. Такие моря, как Восточно-Сибирское, Чукотское, море Лаптевых, раньше закрытые ледяным покровом в течение всего года, к осени становятся свободными ото льда, а значит, подверженными возникновению и развитию полярных циклонов. Восточный сектор Арктики удален от основных циклогенетических зон северного полушария. До последнего времени считалось, что на моря Восточной Арктики выходит лишь небольшая часть глубоких тихоокеанских циклонов, а над Восточной Арктикой обычно заполняются циклонические вихри из различных географических районов [Зимич, 1998]. В исследованиях последних лет поднимаются вопросы об усилении меридиональности атмосферной циркуляции в связи с таянием арктических льдов и появлении сезонности арктического ледяного покрова [Overland and Wang, 2010; Иванов *et al.*, 2013]. Эти факторы могут способствовать более частому выходу глубоких тихоокеанских циклонов к арктическому побережью и интенсификации циклонической и мезоциклонической деятельности над восточным сектором Арктики, что делает еще актуальнее исследование мезомасштабного циклогенеза над этим районом.

Результаты предварительных исследований подтверждают факт существования мезоциклонов в российских морях арктического бассейна. С использованием полей влагозапаса атмосферы были идентифицированы

полярные циклоны в российских морях Арктики в осенний период (август – ноябрь).

Особенностью рассматриваемых регионов с точки зрения исследований мезомасштабных атмосферных процессов является не изученность относительно других, свободных полностью или частично ото льда морей Арктики. Если для морей Северо-Европейского бассейна полярные циклоны изучаются давно и очень детально [Луценко, 1999; Луценко и Лагун, 2010; Мохов и др., 2007; Blechschmidt, 2008; Bracegirdle and Gray, 2008; Zahn and von Storch, 2008; Kolstad et al., 2009], то для морей российского сектора Арктики (кроме Баренцева моря) таких исследований не проводилось вовсе. С использованием метода идентификации ПЦ на нерегулярной основе исследовались моря восточного сектора российской Арктики: Чукотское море, Восточно-Сибирское море, море Лаптевых и Карское море за период с 2003 по 2015 гг.

После идентификации ПЦ проводилось их комплексное исследование, базирующееся на анализе синоптической ситуации совместно с синергетическим анализом спутниковых мультиспектральных спутниковых данных. Необходимость использования в исследованиях синергетического анализа с привлечением всех возможных данных – как дистанционного зондирования, так и моделирования, связана, в том числе, с необеспеченностью арктических регионов данными контактных измерений. Мезоциклоны были обнаружены в полях влагозапаса атмосферы, восстановленных по данным измерений AMSR-E и AMSR2. Для них были оценены скорость приводного ветра и водозапас облачности. При анализе использовались также снимки MODIS в ИК и видимом диапазоне и данные продукта MODIS о температуре на верхней границе облаков.

Отдельно были проанализированы данные по потокам тепла Objectively Analyzed air-sea Fluxes for the global oceans (OAFlux). Вторжения холодного воздуха над теплой морской поверхностью (одна из основных причин формирования ПЦ) сопровождаются значительным усилением ветра

и увеличением потоков явного тепла от морской поверхности в атмосферу. Это дестабилизирует нижнюю тропосферу, является благоприятным фактором для развития конвекции и стимулирует формирование и развитие интенсивных мезоциклонов. При наличии мощной конвекции в нижней тропосфере высвобождается скрытое тепло, что способствует их интенсификации. Высвобождение скрытого тепла в результате испарения с морской поверхности и горизонтальная конвергенция водяного пара из окружающей среды играют жизненно важную роль в развитии интенсивного и долговечного ПЦ, сформировавшегося из слабой ложбины. Потоки тепла от морской поверхности поддерживают ПЦ и способствуют его вертикальному развитию (Claud et al., 2004, Gang, 2000, Rasmussen, Turner, 2003).

Были рассмотрены возможные причины образования ПЦ в данных регионах. Для анализа синоптической ситуации использовались карты приземного анализа SRRS Analysis and Forecast Charts NOAA и карты приземного анализа и барической топографии (поля геопотенциальных высот стандартных изобарических поверхностей и температуры на их уровне), построенные по данным реанализа ERA Interim с разрешением $1.5 \times 1.5^\circ$.

Высокие широты рассматриваемых морей являются благоприятным фактором для анализа с точки зрения возможности использования высокого временного разрешения спутниковых данных, поскольку все инструменты, позволяющие получать информацию о геофизических параметрах (спектрорадиометры Aqua и Terra MODIS, пассивные микроволновые радиометры Aqua AMSR-E и GCOM-W1 AMSR2, скаттерометры Metop-A, B ASCAT и QuikSCAT NSCAT) располагаются на спутниках с полярной орбитой.

Рассмотрим в деталях анализ нескольких случаев ПЦ в Восточно-Сибирском море, море Лаптевых и Карском море.

1. Мезоциклон над северной границей Восточно-Сибирского моря 4-5 сентября 2007 г.

Основную роль в формировании климата Восточно-Сибирского моря играет его положение в высоких широтах и близость обширного континента. Погода определяется сибирским и арктическим антициклонами, а также выходом тихоокеанских циклонов. Ледовый режим моря зависит не только от термобарического поля тропосферы, но и от характера ледовитости конкретного года [Зимич, 1998].

Погодные условия над Восточно-Сибирским морем 4 сентября 2007 г. определялись арктическим антициклоном и циклонической деятельностью на арктическом фронте, а также влиянием циклонов над Беринговым морем и районами Колымы (рисунок 7.11(a)).

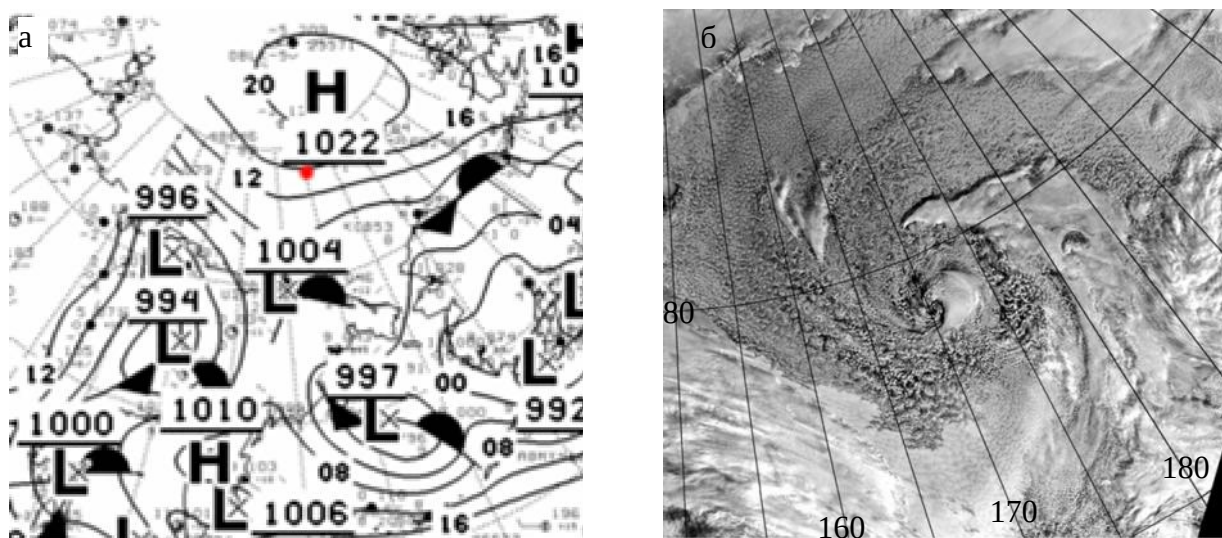


Рисунок 7.11 (а) Карта приземного анализа за 18 Гр. SRRS Analysis and Forecast Charts NOAA и (б) фрагмент видимого изображения Aqua MODIS за 22:50 Гр. 4 сентября 2007 г.

Мезоциклон (МЦ) с облачной системой спиральной формы возник вблизи кромки льда примерно на 300 км к северу от северо-восточной северной границы Восточно-Сибирского моря и смещался на запад-юго-запад, поэтому можно считать, что мезомасштабный процесс развивался над северной частью моря. На картах приземного анализа МЦ отсутствовал (рисунок 7.11(a)). Расстояние от центра МЦ до кромки льда составляло примерно 500 км, что соизмеримо с его горизонтальным размером, который

был также ≈ 500 км. На видимом изображении MODIS отчетливо видна спиральная структура облачной системы МЦ и безоблачный глаз диаметром ≈ 15 км (рисунок 7.11(б)). МЦ смещался на запад-юго-запад со скоростью около 30 км/час и существовал немногим более суток.

Облачная система МЦ в зрелой стадии развития (рисунок 7.11(б)) состоит из втянутых в мезоциклоническую циркуляцию конвективных ячеек, высота которых по данным MODIS в основном ≤ 1.5 км. В юго-восточном секторе МЦ и на отдельных участках спиралей облачность более плотная и достигает высоты 4 км. Развитию этой облачности способствовала адвекция тепла, связанная с волновой деятельностью на арктическом фронте (рисунок 7.11(а)).

Мезоциклон возник при разности температур морской поверхности T_s (по данным AMSR-E) и воздуха на уровне изобарической поверхности 500 мб T_{500} (по данным реанализа (ERA Interim) $\Delta T \approx 30^\circ\text{C}$. При этом температура приводного воздуха T_a по данным реанализа NCEP была около 0, а $T_s \approx 3^\circ\text{C}$. Таким образом, разность температур вода-воздух $T_s - T_a$ составляла $\approx 3^\circ\text{C}$. Устойчивая стратификация атмосферы не способствовала интенсивной конвекции и мезоциклонической деятельности, а значения $T_s - T_a$ были близки к необходимому для нее критерию [Rasmussen and Turner, 2003], что, вероятно, сказалось на интенсивности МЦ. Сила ветра, которая является одним из критериев интенсивности барических образований, в области МЦ не превышала 12-13 м/с.

МЦ развивался на фоне очень слабых потоков тепла от морской поверхности в атмосферу. Суммарные потоки скрытого и явного тепла в области мезоциклонической циркуляции по данным OAFflux составляли 20-30 Вт/м² при незначительном преобладании потоков явного тепла.

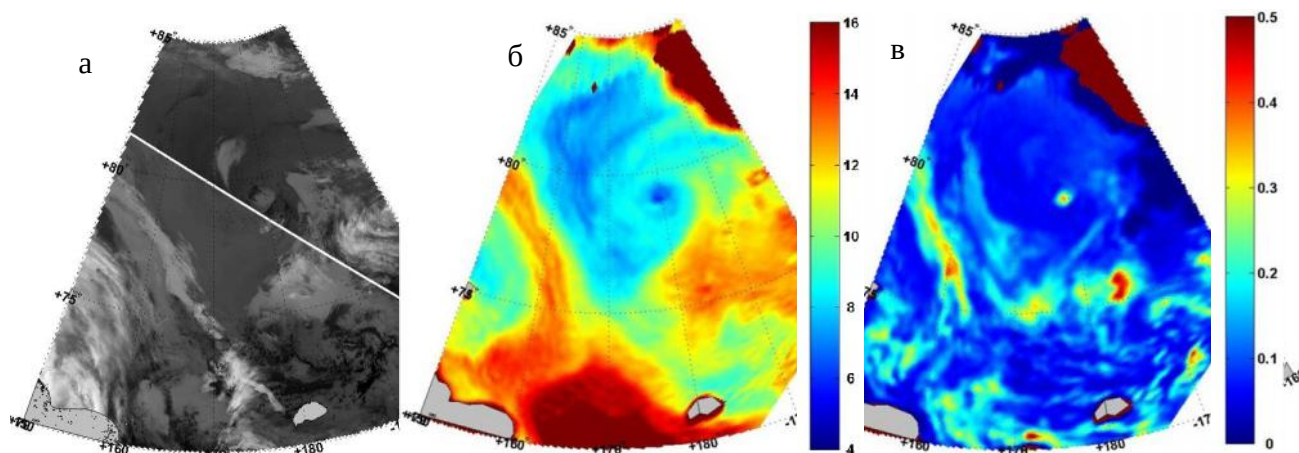


Рисунок 7.12 (а) ИК-изображение MODIS, (б) влагозапас атмосферы и (в) водозапас облаков, восстановленные по данным радиометра AMSR-E 4 сентября 2007 г. в 16:20 Гр. Шкалы в кг/м^2 .

Вынос теплых и влажных воздушных масс на Восточно-Сибирское море в системе циклонов над Аляской и районами Чукотки и Колымы проявляется в поле влагозапаса атмосферы Q по данным радиометра AMSR-E резко очерченными областями с $Q = 12-16 \text{ кг/м}^2$ (рисунок 7.12(б)), что почти в 3 раза выше фоновых значений $Q = 5-6 \text{ кг/м}^2$. В полях влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков (рисунок 7.12(в)) прописывается спиральная структура МЦ. В облачных спиралях $Q = 8-9 \text{ кг/м}^2$ и лишь на участках плотной облачности высотой 4 км увеличивается до 10 кг/м^2 . Таким образом, Q в облачной системе МЦ примерно в 1.5-2 раза ниже Q в области циклона синоптического масштаба, влияющего на погоду Восточно-Сибирского моря своим северо-восточным сектором, но выше Q фона (рисунок 7.12(б)). Влагозапас атмосферы в центральной части (глазе) МЦ сравним с Q фона. Водозапас облаков W на большей площади МЦ мал и составляет $\approx 0.1 \text{ кг/м}^2$ (рисунок 7.12(в)). На отдельных участках облачной системы МЦ $W \geq 0.2 \text{ кг/м}^2$. Вероятность осадков в МЦ мала, возможен слабый снег из наиболее плотной облачности.

В поле приводного ветра, восстановленного по данным AMSR-E (не показано), спиральная структура МЦ почти не прослеживается из-за низкого

разрешения, хотя циклоническая циркуляция все же заметна. Несмотря на небольшие перепады скорости ветра, достаточно отчетливо выделяются конвективные ячейки в узком клине холодного воздуха в тылу мезоциклона. Скорость ветра в них составляет 7-8 м/с на фоне 4-5 м/с. Области максимальных ветров силой 10-12 м/с расположены к северу и востоку от центра МЦ. В поле вектора ветра по данным скаттерометра QuikSCAT SeaWinds (спутник), близким по времени к измерениям AMSR-E, мезоциклоническая циркуляция не проявляется.

Вероятно, это связано со сложностями определения направления ветра в условиях низких температур морской поверхности или в более слабом проявлении мезоциклонической циркуляции в приводном слое атмосферы, чем на других уровнях. Это предположение подтверждается тем, что циркуляция МЦ в поле водяного пара и капельной влаги выражена значительно лучше, чем в поле приводного ветра. Не следует забывать и о точностях методов над холодными арктическими водами: отсутствие ветров со скоростями больше 12 м/с может быть обусловлено и текущими ограничениями спутниковых методов.

Таким образом, МЦ над северной границей Восточно-Сибирского моря сформировался вблизи кромки льда при условиях, недостаточных для развития мощной конвекции. Он возник на фоне малоинтенсивной адвекции холода из покрытых льдом акваторий и слабых потоков тепла от морской поверхности в атмосферу и не выявился в поле приземного давления.

2. Полярный циклон над морем Лаптевых 13 октября 2007 г.

Климат моря Лаптевых более суровый, чем климат Восточно-Сибирского моря. Суровость климата определяется отсутствием обогревающего воздействия Тихого и Атлантического океанов и свободным сообщением с центральным арктическим бассейном [Сухолей, 1986]. Низкие температуры воздуха и обширный материковый сток способствуют

ледообразованию раньше, чем в Восточно-Сибирском и Карском морях. Так, 12-13 октября 2007 г. Восточно-Сибирское море было свободно ото льда за исключением прибрежных районов, а в море Лаптевых ледяной покров занимал большую часть акватории. Температура свободной ото льда морской поверхности по данным AMSR-E (продукт Remote Sensing Systems) составляла 1-2°C.

По данным реанализа ERA Interim (карты приземного анализа и барической топографии за 00-12 Гр. 11 октября, не представлены), ПЦ с облачной системой спиральной формы образовался вблизи Новосибирских о-вов со стороны Восточно-Сибирского моря в передней части приземной барической ложбины, которая 11 октября распространялась на северо-запад от глубокого циклона над Беринговым морем. Вынос теплого влажного воздуха осуществлялся по восточной периферии высотной дальневосточной ложбины и западной периферии арктического антициклона, центр которого 11 октября находился над Восточно-Сибирским морем и перемещался на северо-восток. Это способствовало формированию фронта по типу окклюзии и развитию на его окончании мезоциклонической циркуляции, которая распространялась до изобарической поверхности 500 мб. Формирование мезоциклонических вихрей в центральной части окклюдированных циклонов и на фронтах окклюзии характерно и для таких регионов мезомасштабного циклогенеза как северная Атлантика [Rasmussen and Turner, 2003] и дальневосточные моря [Ninomiya et al, 2003, Гурвич и др., 2008, Гурвич, Пичугин, 2013]. ПЦ развивался под холодным высотным мезовихрем при благоприятных термодинамических условиях. На АТ500 его приземному центру соответствовал очаг холода, очерченный изобарой -35°C. Разность температур вода- T_{500} составляла $\approx 37^\circ\text{C}$, а разность температур вода-воздух $\approx 4-5^\circ\text{C}$. МЦ смещался на северо-запад со скоростью примерно 20 км/час. В конце суток 12 октября он пересек о-в Котельный и вышел на море Лаптевых, где попал под влияние циркуляции обширного циклона с центром над Карским морем (рисунок 7.13(а)). При этом скорость его перемещения

увеличилась до 60 км/час. ПЦ существовал менее 2 суток, его горизонтальный размер в стадии максимального развития составлял ≈ 300 км, диаметр глаза – ≈ 30 км. Спиральная форма облачной системы ПЦ показана на рисунке 7.13(б). Конвективные ячейки над морем Лаптевых являются индикатором затoka холодного воздуха в центр ПЦ.

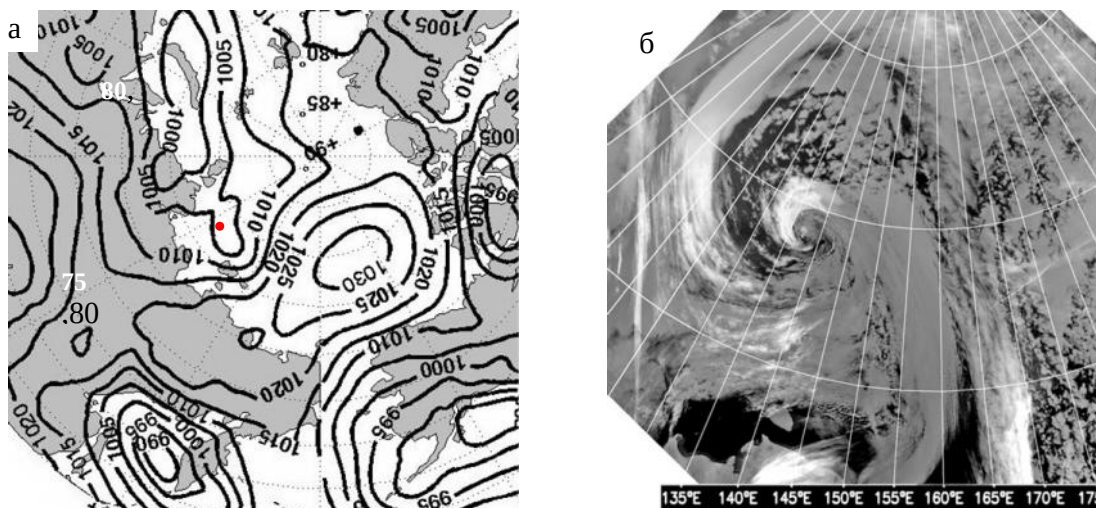


Рисунок 7.13 (а) Карта приземного анализа по данным реанализа ERA Interim за 00 Гр. и (б) ИК-изображение MODIS 13 октября 2007 г. в 02:45 Гр. Красный кружок указывает на положение центра ПЦ

ПЦ возник на фоне суммарных потоков явного и скрытого тепла от морской поверхности в атмосферу по данным OAFflux $110\text{--}130 \text{ Вт/м}^2$, что в 4–5 раз превышает потоки при развитии МЦ над Восточно-Сибирским морем. При выходе ПЦ на море Лаптевых суммарные потоки тепла в области его циркуляции стали значительно ниже и составляли $80\text{--}100 \text{ Вт/м}^2$ при незначительном превышении вклада потоков явного тепла над потоками скрытого.

Спиральная структура облачной системы ПЦ отчетливо отображается в полях влагозапаса атмосферы (рисунок 7.14(а)) и водозапаса облаков (рисунок 7.14(б)) по данным AMSR-E. Влагозапас атмосферы Q в ПЦ идентичен Q в МЦ над Восточно-Сибирским морем 4 сентября и составляет $7\text{--}9 \text{ кг/м}^2$. В холодном воздухе, окружающем ПЦ, хорошо видны

конвективные ячейки с $Q \approx 6 \text{ кг/м}^2$. Максимальные значения водозапаса концентрируются на участках с наиболее плотной облачностью высотой $\geq 5 \text{ км}$, и составляют $\approx 0.2\text{-}0.3 \text{ кг/м}^2$.

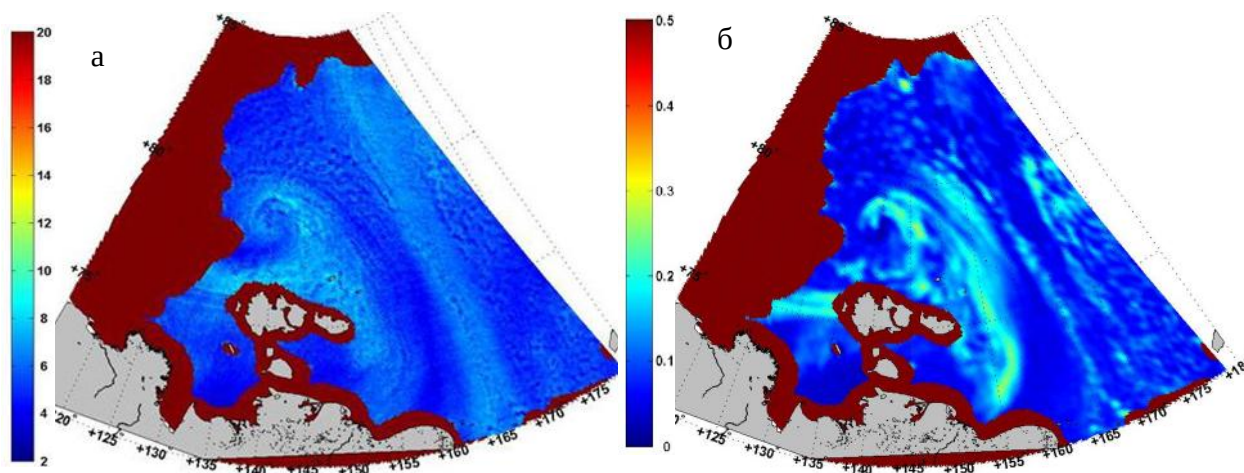


Рисунок 7.14 (а) Влагозапас атмосферы и (б) водозапас облаков по данным AMSR-E 13 октября 2007 г. в 01:27 Гр. Шкалы в кг/м^2 .

Конфигурация МЦ в поле ветра по данным AMSR-E напоминает окклюдирующийся циклон синоптического масштаба, в котором «теплый фронт» **1** почти размыт, а идентичная холодному фронту полоса **2** шириной от 50 до 100 км, в которой воздушный поток направлен от кромки льда, ярко выражена и имеет четко очерченную внешнюю границу (рисунок 7.15). В зоне «холодного фронта» скорость ветра $V = 15 \text{ м/с}$, а за фронтом резко снижается до 5 м/с. Зона максимальных ветров, в которой $V = 15\text{-}18 \text{ м/с}$, охватывает область **3** вокруг центра ПЦ и его северо-западный сектор. Под облачной полосой вдоль кромки льда, ярко выраженной в поле капельной влаги, $V = 10\text{-}12 \text{ м/с}$.

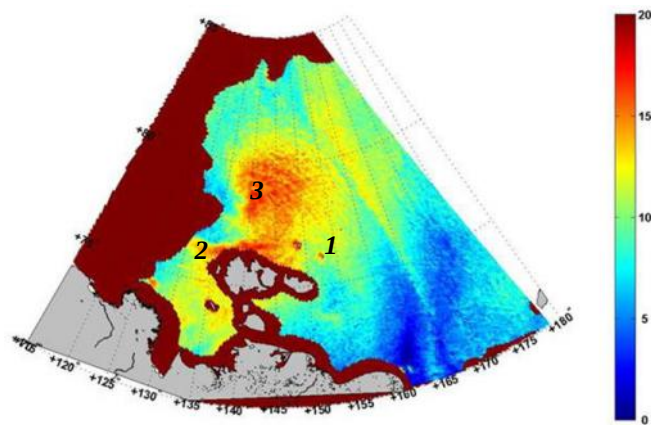


Рисунок 7.15 Поле приводного ветра по данным AMSR-E 13 октября 2007 г. 01:27 Гр. Шкала в м/с.

Анализ полей гидрометеорологических параметров по данным микроволновых спутниковых измерений показал, что ПЦ над морем Лаптевых имел отличный от рассмотренного выше механизм формирования, более благоприятные условия для развития и превосходил его по интенсивности. Вероятно, это обусловлено различиями в температуре подстилающей поверхности и синоптических процессах, на фоне которых развивались циклоны.

3. ПЦ над Карским морем 29 сентября 2012 г.

Суровость климатических условий Карского моря несколько смягчает близость Атлантического океана. По данным [Суховей, 1986] в северной части моря льдообразование начинается в сентябре, а в южной его части – в октябре-ноябре. Однако, в 2012 году – году абсолютного сентябрьского минимума площади морского льда в Арктике – льдообразование в северной части моря началось в последней декаде ноября. По данным AMSR2, температура морской поверхности T_s в южной части акватории Карского моря, прилегающей к Новой Земле, 29 сентября 2012 г. составляла 6-7°C, в то время как в морях Лаптева и Восточно-Сибирском в этот же день T_s варьировала в пределах 3-5°C.

На изображениях MODIS за 06:45 Гр. и за 08:00 Гр. 29 сентября 2012 г. хорошо виден ПЦ с облачной системой спиральной формы (рисунок 7.16(а)) На карте приземного анализа (рисунок 7.16(б)) центр ПЦ локализован в северо-западном секторе обширного приземного центра старого окклюдированного циклона. Он образовался на окончании фронта окклюзии, аналогично мезоциклону над морем Лаптевых 13 октября 2007 г. Горизонтальный размер ПЦ составлял ≈ 300 км, диаметр глаза не превышал 25 км. ПЦ сформировался под холодным высотным вихрем. Он смещался на юго-восток и в 00 Гр. 29 сентября пересек северную оконечность Новой Земли, после чего вышел на Карское море.

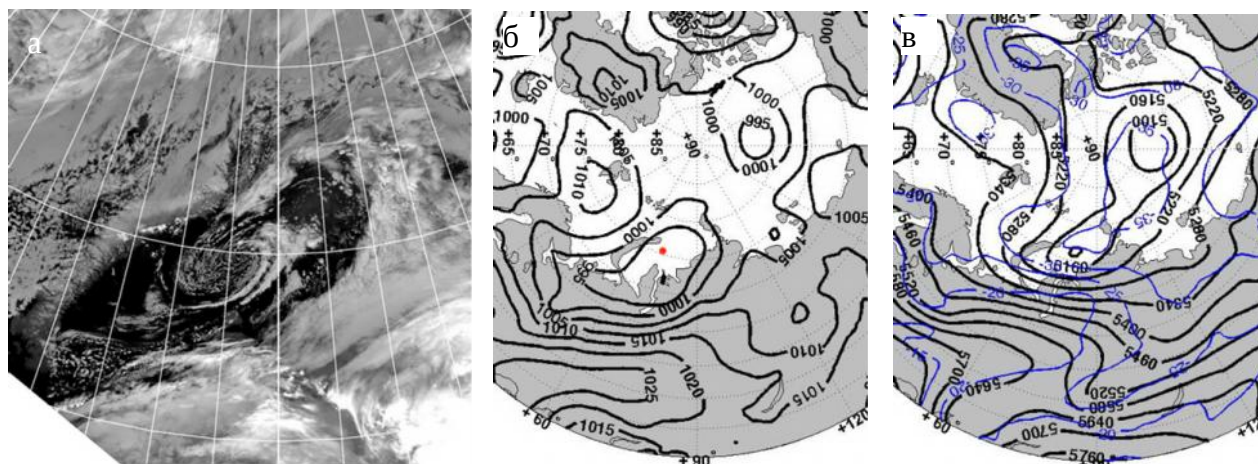


Рисунок 7.16 (а) ИК-изображение MODIS 29 сентября 2012 г. в 08:00 Гр., (б) карта приземного анализа и (в) термобарическое поле на уровне изобарической поверхности 500 мб по данным реанализа ERA Interim 29 сентября 2012 г. в 06:00 Гр. Красный кружок на (б) указывает положение центра ПЦ.

Температура воздуха на высоте изобарической поверхности 500 мб (T_{500}) 29 сентября составляла -35°C (рисунок 7.16(в)), а температура приводного воздуха T_a по данным реанализа в южной половине моря – $\approx 5-7^{\circ}\text{C}$ ниже 0. Разность температур вода- T_{500} ΔT в районе локализации ПЦ 29 сентября составляла примерно $40-41^{\circ}\text{C}$, а разность температур вода-воздух $\approx$

4°C, что свидетельствует о наличии благоприятных условий для развития конвективного вихря.

В поле облачности (рисунок 7.16(a)) хорошо видна спиральная структура ПЦ и волновая структура внутренней границы фронта окклюзии. Облачная система вихря состояла из слабо развитых по вертикали конвективных ячеек, верхняя граница которых по данным MODIS варьировала в пределах 600-1000 м. В передней части МЦ резко выделяются две яркие по тону облачные спирали, которые по данным MODIS достигали высоты почти 5 км.

Суммарные потоки явного и скрытого тепла от морской поверхности в атмосферу в южной части моря, ограниченной с запада Новой Землей, были значительно выше потоков в его северной части и достигали 90-120 Вт/м². Потоки скрытого тепла почти на всей акватории несколько превышали потоки явного, в отличие от рассмотренных выше мезомасштабных процессов, которые развивались при более низкой температуре морской поверхности.

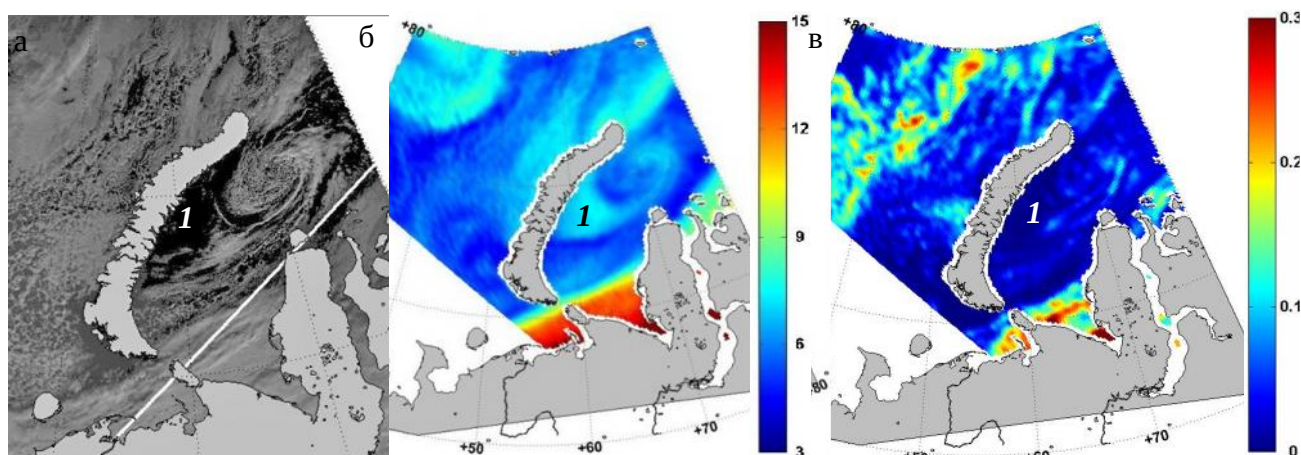


Рисунок 7.17 (а) ИК-изображение MODIS 29 сентября 2012 г. в 06:40 Гр., (б) поля влагозапаса атмосферы и (в) водозапаса облаков по данным AMSR2 29 сентября 2012 г. в 06:39 Гр. Шкалы в кг/м².

Спиральная структура ПЦ прослеживается и в полях влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков по данным AMSR2 со спутника GCOM-W1 в 06:39 Гр. и облачности по данным MODIS в 06:40 Гр. 29 сентября. Влагозапас атмосферы Q в пределах облачной системы ПЦ невелик и составляет 7-9 кг/м² (рисунок 7.17(б)). Водозапас облаков W в основном ≤ 0.1 кг/м², лишь в наиболее развитых по вертикали облачных спиральных несколько превышает это значение, из чего следует, что вероятность даже слабых твердых осадков мала (рисунок 7.17(в)).

Структура ПЦ в поле водяного пара заметно отличается от его структуры в полях облачности и капельной влаги. Так, широкая полоса водяного пара со значениями влагозапаса $Q \approx 7-8$ кг/м², которая тянется с северо-востока и закручивается к центру ПЦ, в области **1** с подветренной стороны Новой Земли, характеризуется отсутствием облаков, что, вероятно, вызвано нисходящими токами при переваливании воздушной массы через остров. Как следствие, в этой области $W \approx 0$. Наиболее яркая по тону и развитая по вертикали облачность отмечается в узких спиральных полосах, которые закручиваются к центру ПЦ с юго-запада и расширяются от ≈ 10 км на периферии до ≈ 30 км к центру ПЦ. Водозапас облаков в них максимален, но не превышает значений ≈ 0.1 кг/м².

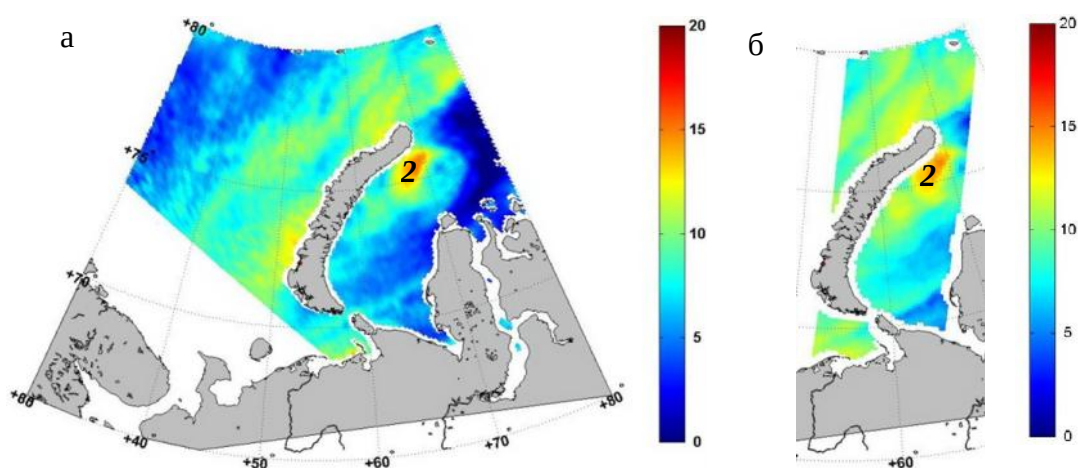


Рисунок 7.18 Поля скорости приводного ветра 29 сентября 2012 г. (а) по данным радиометра AMSR2 в 06:39 Гр. и (б) по данным скаттерометра ASCAT 29 сентября 2012 г. в 05:53 Гр. Шкалы в м/с.

Сравнение близких по времени полей приводного ветра по данным радиометра AMSR2 в 06:39 Гр. (рисунок 7.18(а)) и скаттерометра ASCAT в 05:53 Гр. (рисунок 7.18(а)) показало хорошую согласованность скоростей ветра и конфигурации области мезоциклонической циркуляции. Скорость ветра V в ПЦ варьирует в пределах 10-13 м/с. Отчетливо выделяется глаз в центре ПЦ, где V не превышает 5 м/с. Область максимальных ветров 2, где $V = 15-17$, расположена между центром ПЦ и берегом острова. На увеличение барических градиентов здесь влияет направление воздушного потока вдоль береговой черты и орография побережья (высота северной части Новой Земли $\approx 500-1000$ м).

По условиям формирования и развития, структуре облачной системы и гидрометеорологическим параметрам ПЦ имеет сходство с ПЦ над морем Лаптевых, но отличается от МЦ над Восточно-Сибирским морем.

Подобный комплексный анализ спутниковых данных и термобарических полей тропосферы для более 150 МЦ (максимальная скорость ветра $V_{max} \sim 12-13$ м/с) и ПЦ ($V_{max} > 15$ м/с) выявил наличие мезоциклонической деятельности над морями восточного сектора Арктики, примерные районы распространения и синоптические условия их возникновения и развития. Восточноарктические МЦ в основном образуются вблизи кромки льда или в центральной части старых окклюдированных циклонов. При благоприятных синоптических ситуациях и под влиянием орографии они возникают вблизи островов и побережья материка. В восточной Арктике преобладают МЦ и ПЦ размером ≤ 200 км со спиральной формой облачной системы ($\approx 90\%$), облачные запятые встречаются крайне редко ($\approx 10\%$).

Типичные значения влагозапаса атмосферы в МЦ составляют $6-8$ кг/м², водозапаса облаков – $0.1-0.2$ кг/м². Их интенсивность в этом регионе значительно ниже, чем над арктическими морями, находящимися под тепляющим влиянием Гольфстрима. Так, за исследуемый период скорость

приводного ветра в МЦ не превышала 20 м/с, ПЦ со штормовыми (≥ 25 м/с) и ураганными (≥ 33 м/с) ветрами выявлены не были.

По имеющимся данным, восточноарктические МЦ развиваются на фоне более слабых потоков тепла от морской поверхности и при более устойчивой стратификации атмосферы, чем в других регионах мезомасштабного циклогенеза. Теплообмен в системе океан-атмосфера в условиях мезоциклонической деятельности над восточным сектором Арктики требует более детального изучения.

Несмотря на меньшее количество климатически значимых МЦ (> 200 км в диаметре) и меньшую интенсивность, необходимость их исследования над восточной Арктикой не вызывает сомнений. Связанное с таянием льдов увеличение сезонности ледяного покрова может вызвать обострение мезоциклонической активности в регионе, усиление их интенсивности и увеличение продолжительности жизни. Исследования мезомасштабного циклогенеза, его вклада в изменения климата, перенос водяного пара и процессы взаимодействия океана и атмосферы в связи с увеличением площади свободных ото льда акваторий, является крайне актуальной задачей на фоне растущей роли Арктики в росте экономики государства, в том числе, в свете обеспечения безопасности при проведении транспортных операций на Северном морском пути.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения диссертационной работы были разработаны новые методы и подходы для восстановления параметров атмосферы и океана по данным спутникового микроволнового радиометра AMSR2, эффективные в условиях экстремальных явлений (тропических, внетропических и полярных циклонов). Эффективность методов была всесторонне верифицирована путем сравнения результатов применения методов к данным AMSR2 с данными независимых измерений параметров – как *in-situ*, так и альтернативных спутниковых продуктов. Физическое моделирование радиояркостной температуры T_a уходящего излучения системы океан-атмосфера, основанное на использовании современных моделей взаимодействия излучения со средой, применимых в экстремальных условиях, позволило настроить нейронно-сетевые алгоритмы восстановления влагозапаса атмосферы Q , водозапаса облаков W , интенсивности осадков R , общего атмосферного поглощения τ и скорости приводного ветра V и обосновать расширенный диапазон применения методов. Несмотря на то, что методы основаны на результатах численного моделирования, проведение модельной калибровки позволило получить значения калибровочных поправок к измерениям AMSR2, приводящие в соответствие измерения и расчеты T_a . Использование данных поправок дает возможность применять методы к спутниковым измерениям и получать новые спутниковые продукты по Q , W , R , и V .

Методы восстановления влагозапаса атмосферы Q и водозапаса облаков W разработаны для условий без рассеяния, т.е. применимы над морскими поверхностями, свободными от морского льда при отсутствии осадков, но с облачностью любого водозапаса. Фильтрация осадков производится на основании использования пороговых значений восстановленного атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц. Валидация метода с помощью расчета Q на основании измерений радиозондов влажности

атмосферы позволила оценить погрешность восстановления $\sigma_Q = 1 \text{ кг/м}^2$. Отдельная валидация для экстремальных условий в тропических циклонах, сопровождающихся ветрами с $V > 15 \text{ м/с}$, проведенная на основании измерений Q станциями GPS, привела к погрешности $\sigma_Q = 1.7 \text{ кг/м}^2$, что в 2 раза ниже, чем погрешность альтернативного спутникового продукта по влагозапасу атмосферы из Remote Sensing Systems. Косвенная валидация метода восстановления водозапаса облаков была проведена на основании сопоставлении полей водозапаса облаков с ИК и видимыми изображениями AVHRR.

Метод фильтрации осадков, основанный на расчете общего атмосферного поглощения на частоте 10.65 ГГц, и использовании порогового значения для диагностики осадков, позволил уменьшить маскирование в областях сильных ветров на 20% по сравнению с маской, используемой в RSS, и на 50% по сравнению с маской, используемой в JAXA. Оценка расширения области применения методов сделана на основании использования более 500 случаев пересечений внетропических и полярных циклонов измерениями AMSR2.

Для метода восстановления интенсивности дождя R проведена валидация с использованием альтернативного спутникового продукта по R из RSS, основанного на измерениях TMI, продемонстрировавшая точность на 15% выше, чем у альтернативного спутникового продукта RSS, основанного на измерениях AMSR2. Такая высокая точность связана с использованием в методе измерений низкочастотных каналов радиометра в С- и Х-диапазоне. Метод применим для восстановления R до 20 мм/ч, но для интенсивных дождей ($R > 10 \text{ мм/ч}$) его следует использовать с аккуратностью, принимая во внимание ограничения модели, существенные для дождей высокой интенсивности.

Метод восстановления скорости приводного ветра V по данным измерений AMSR2 состоит из двух алгоритмов. Первый – высокочастотный (ВЧ) алгоритм оценки V – применим в условиях оптически прозрачных

атмосфер без осадков, т.е. диапазон его применимости определяется применением метода фильтрации осадков, основанного на величине восстановленных значений τ . Второй алгоритм - (НЧ) алгоритм оценки V – основан на использовании измерений низкочастотных каналов радиометра в С- и Х-диапазоне и применим во всех условиях, включая экстремальные условия тропических циклонов. Точность ВЧ алгоритма ($\sigma_{ВЧ} = 2.5$ м/с), оцененная на основании сопоставления с данными измерений морских буев для обычных, не экстремальных условий, в 2 раза ниже, чем точность НЧ алгоритма ($\sigma_{НЧ} = 1.27$ м/с). Однако, разрешение ВЧ алгоритма в 4 раза выше, поэтому в условиях оптически прозрачных атмосфер северных широт с низкими значениями атмосферного поглощения использование ВЧ алгоритма предпочтительнее.

По результатам сопоставления с данным измерений ветра с нефтяных платформ для условий сильных ветров ($V > 15$ м/с) погрешность восстановления V ВЧ алгоритмом $\sigma_{ВЧ} = 1.6$ м/с, низкочастотным алгоритмом $\sigma_{НЧ} = 1.4$ м/с. ВЧ алгоритм существенно занижает ветер в области сильных ветров.

По результатам сравнения применения алгоритмов с ветром по данным Metop-A ASCAT для внетропических циклонов Северной Атлантики НЧ алгоритм завышает скаттерометрический ветер в диапазоне $V > 15$ м/с, что косвенно подтверждает более корректную работу НЧ алгоритма при экстремальных ветрах.

Возможность применения НЧ алгоритма восстановления ветра в тропических циклонах связана с реализацией разделения общего регистрируемого AMSR2 излучения на излучение слоя осадков T_R и излучение системы океан-атмосфера без осадков и применении к последнему НЧ алгоритма. Метод выделения T_R из общей T_a основан на анализе полей T_a над ТЦ и параметризации T_R в терминах разностей измерений в каналах 6.9, 7.3 и 10.65 ГГц вертикальной поляризации.

Валидация метода восстановления ветра в ТЦ по данным AMSR2, проведенная на основании самолетных измерений ветра радиометром SFMR, продемонстрировала высокую точность метода: среднеквадратичная разница между измерениями ветра SFMR и AMSR2 в пределах получасовой разницы во времени измерений составила $\sigma = 1.2$ м/с, включая области экстремальных ветров с $V \sim 45$ м/с.

С использованием данного метода построены поля ветра для базы данных тропических циклонов 2012-2015 гг. Проанализированы результаты сопоставления полей ветра, восстановленных по данным AMSR2 с полями ветра по данным SMOS. Скорости ветра в области ураганных ветров (>33 м/с) коррелируют с коэффициентом корреляции ~ 0.9 .

Метод идентификации зон радиочастотных помех (RFI) на каналах измерений С- и Х-диапазона, основанный на корреляции между измерениями T_a на разных частотах, характерной для микроволнового излучения системы океан – атмосфера во всем диапазоне естественной изменчивости параметров океана и атмосферы, позволяет фильтровать излучение искусственного происхождения перед применением всех методов восстановления параметров океана и атмосферы, основанных на использовании измерений С- и Х-диапазона. Его применение необходимо перед применением НЧ алгоритма восстановления скорости приводного ветра и метода восстановления интенсивности осадков для того, чтобы избежать получения ошибочных значений параметров в зонах RFI.

Численное моделирование T_a уходящего излучения системы океан-атмосфера с осадками на частоте 6.9 ГГц и анализ полей измеренных радиометром AMSR2 значений T_a для базы данных тропических циклонов, состоящей из ~ 600 сопряженных по времени пересечений траекторий движения 177 ТЦ измерениями AMSR2 за период 2012 – 2015 годы и Best Track данных по максимальным скоростям ветра в циклонах, позволил уточнить геофизическую модельную функцию (ГМФ) в области ураганных ветров ($V > 33$ м/с). Сравнение рассчитанных с применением новой ГМФ

значений микроволнового излучения океана с рассчитанными по старой модели позволяет сделать вывод, что при ветрах со скоростями выше 33 м/с воспроизводство зависимости микроволнового излучения океана от скорости приводного ветра на 28% точнее, чем при ранее использованной ГМФ.

Разработанные методы восстановления параметров океана и атмосферы, эффективные в экстремальных погодных явлениях, были применены для изучения полярных циклонов (ПЦ).

Метод обнаружения ПЦ в полях влагозапаса атмосферы Q , восстановленных по данным спутниковых микроволновых радиометров, позволяет идентифицировать ПЦ независимо от облачности. Использование измерений AMSR2 для идентификации ПЦ имеет дополнительное преимущество, поскольку поиск вихревых структур в восстановленных полях Q проводится одновременно с анализом восстановленных скоростей приводного ветра, что позволяет выделить те мезоциклоны, в которых скорость ветра превышает 15 м/с. Метод верифицирован с использованием синергетического анализа данных спутниковых радиолокаторов, скаттерометров, спектральных радиометров, данных наземных измерений, карт приземного анализа и реанализа для ~ 140 случаев полярных циклонов.

Метод идентификации ПЦ был использован для обнаружения ПЦ над морями восточного сектора российской Арктики – Восточно-Сибирским морем, Чукотским морем, морем Лаптевых и Карским морем. Комплексный анализ спутниковых данных и термобарических полей тропосферы для более 150 ПЦ выявил наличие мезоциклонической деятельности над морями восточного сектора Арктики, примерные районы распространения и синоптические условия их возникновения и развития. Было обнаружено, что восточноарктические ПЦ в основном образуются вблизи кромки льда или в центральной части старых окклюдированных циклонов, а при благоприятных синоптических ситуациях и под влиянием орографии - вблизи островов и побережья материка, и развиваются на фоне более слабых потоков тепла от

морской поверхности и при более устойчивой стратификации атмосферы, чем в других регионах мезомасштабного циклогенеза.

Весь комплекс созданных методов представляет собой мощный инструмент для изучения экстремальных явлений, который может быть использован при решении самых разных задач, в том числе, при моделировании эволюции ТЦ и ПЦ, изучении климата, в оперативном прогнозировании и т.д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Алексеева И.А., Домбковская Е.П., Трапезникова Н.Б., Митник Л.М. Некоторые характеристики поля интегрального содержания водяного пара и капельножидкой воды в атмосфере над океанами // Исследование Земли из космоса, 1982, №6, с. 50 - 57.
2. Арманд Н.А., Башаринов А.Е., Шутко А.М. Исследование природной среды радиофизическими методами // Известия высш.учеб. заведений. Радиофизика, 1977, т. 20, №6, с. 809 - 841.
3. Бельчанский Г.И., Коробков Н.В. Использование искусственных нейронных сетей для анализа спутниковых данных дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса, 1998, №4, с. 111 - 120.
4. Башаринов А.Е., Кутуза Б.Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн // Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 100 - 110.
5. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974, 188с.
6. Богородский В.В., Козлов А.И., Тучков Л.Т. Радиотепловое излучение земных покровов. Л.: Гидрометеиздат, 1977, 224 с.
7. Борин В.П., Наумов А.П. О некоторых особенностях радиоизлучения атмосферы вблизи резонанса поглощения H₂O на длине волны 1,35 см // Радиотехника и электроника. 1979, т. 24, №1, с. 44 - 52.
8. Васищева М.А., Щукин Г.Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Обзор. сер. метеорология. Обнинск, 1976, 94с.
9. Викторова А.А, Жевакин С.А. Поглощение микрорадиоволн димерами водяного пара в атмосфере // ДАН СССР, 1970, т. 194, №3, с. 540 - 543.
10. Волчок Б.А., Черняк М.М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках // Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 83 - 99.

11. Горелик А.Г., Калашников В.В., Фролов Ю.А. Возможности идентификации зон осадков с МИСЗ // Труды ЦАО, 1972, вып.103, с. 31 - 41.
12. Гурвич, Пичугин, Исследование сравнительных характеристик типичных мезомасштабных циклонов над дальневосточными морями на основе спутникового мультисенсорного зондирования // Сборник Статей «Современные Проблемы Дистанционного Зондирования Земли из Космоса», 2013, т. 10, №1, с. 51–59.
13. Гурвич, И. А., Л. М. Митник, М. Л. Митник, Мезомасштабный циклогенез над дальневосточными морями: исследование на основе микроволновых радиометрических и радиолокационных измерений // Исследование Земли из Космоса, 2008, №5, с. 58–73.
14. Гурвич, И. А., Л. М. Митник, М. Л. Митник, Мезомасштабный циклогенез над Японским морем 7-13 января 2009 г. по спутниковым мультисенсорным данным // Исследование Земли из Космоса, 2010, т. 4, с. 11–22.
15. Довгалюк Ю.А., Зинченко А.В. К решению задач восстановления вертикального профиля осадков из слоистообразных облаков // Труды ГГО, 1981, вып.439, с. 17 - 23.
16. Домбковская Е.П. Корреляционная зависимость между интенсивностью теплового радиоизлучения системы Земля-Атмосфера и водозапасаом облаков // Метеорология и Гидрология, 1969, №7, с. 26 - 35.
17. Домбковская Е.П., Озеркина В.В. Об определении интенсивности жидких осадков по СВЧ измерениям с ИСЗ // Труды ГОНИЦИПР, 1980, вып. 7, с. 53 - 56.

- 18.Жевакин С.А., Наумов А.П. К расчету коэффициентов поглощения сантиметровых и миллиметровых радиоволн в атмосферном кислороде // Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, №6, с. 987 - 996.
- 19.Зимич, П. И., Атмосферные процессы и погода Восточной Арктики, Дальнаука, Владивосток, 1998, 236 с.
- 20.Зимич, П.И., Ураганы побережья Чукотки и их прогнозирование, Дальнаука, Магадан, 2002, 174 с.
- 21.Иванов, В. ., В. А. Алексеев, Т. А. Алексеева, Н. В. Колдунов, И. А. Репина, and А. В. Смирнов, Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из Космоса, 2013, т. 4, с. 50–65.
- 22.Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 280 с.
- 23.Кондратьев К.Я., Рабинович Ю.И., Тимофеев Ю.М., Шульгина Е.М. Микроволновое дистанционное зондирование окружающей среды. Обзор. ВНИИГМИ-МЦД. Обнинск. 1975, 110с.
- 24.Луценко Э.И. Мезомасштабный циклогенез над арктическими морями по спутниковым наблюдениям // Труды ААНИИ, 1999, т. 441. с. 202–213.
- 25.Луценко Э.И., Лагун В.Е. Полярные мезомасштабные циклонические вихри в атмосфере Арктики: Справочное пособие. СПб.: ААНИИ, 2010, 95 с.
- 26.Марцинкевич Л.М., Мелентьев В.В. Излучение взволнованной водной поверхности в сантиметровом диапазоне // Труды ГГО, 1972, вып.291, с. 24 - 33.
- 27.Марцинкевич Л.М., Мелентьев В.В. Модельные расчеты теплового радиоизлучения поверхности моря при установившемся и полностью развитом волнении // Труды ГГО, 1975, вып.331, с. 73 - 85.

- 28.Матвеев Д.Т. Анализ результатов радиотеплового зондирования морской поверхности при шторме // Метеорология и Гидрология, 1978, №4, с. 58 - 67.
- 29.Матросов С., Е.М. Шульгина, Рассеяние и ослабление микроволновой радиации осадками // Труды ГГО, 1982, вып. 448, с. 85–94.
- 30.Матросов, С. Ю., Перенос микроволнового излучения в осадках // Труды ГГО, 1983, т.478, с. 50–61.
- 31.Мингалев И.В., Орлов К.Г., Мингалев В.С. Механизм образования полярных циклонов и возможность их прогноза // Сборник «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2011, т. 8, №1, с. 255-262.
- 32.Митник Л.М. Физические основы дистанционного зондирования окружающей среды. Л.: ЛПИ им. М.И. Калинина. 1977, 58с.
- 33.Митник Л.М. Излучательные характеристики водной поверхности. Обзор ВНИИГМИ, МЦД. сер. метеорология. Обнинск, 1978, 66с.
- 34.Митник Л.М. Исследование облаков методом СВЧ-радиометрии. Обзор ВНИИГМИ, МЦД. сер. метеорология. Обнинск, 1979, 72с.
- 35.Митник Л.М., Под редакцией Л.М. Митника и С.В. Викторова. Радиолокация поверхности Земли из космоса. Л.: Гидрометеиздат. 1980, 200 с.
- 36.Митник, Л. М., and М. Л. Митник, Калибровка и валидация–необходимые составляющие микроволновых радиометрических измерений со спутников серии Метеор-М № 2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2016, т. 13, №1, с. 95–104.

- 37.Мохов, И. И., М. Г. Акперов, В. Е. Лагун, and Э. И. Луценко, Интенсивные арктические мезоциклоны // Известия Российской Академии Наук Физика Атмосферы и Океана, 2007, т. 43, №3, с. 291–297.
- 38.Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Бобылев Л.П., Матросов С.Ю. Радиотеплолокация в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат. 1987, 284с.
- 39.Суховой, В. Ф. Моря Мирового океана, Гидрометеоиздат, Ленинград. 1986, 288с.
- 40.Шифрин К.С., Рабинович Ю.И., Щукин Г.Г. Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере // Труды ГГО, 1968, вып.222, с. 5 - 18.
- 41.Шифрин К.С., Ионина Г.Н. Тепловое излучение и отражение от волнующейся поверхности моря // Труды ГГО, 1968, вып.222, с. 22 - 31.
- 42.Adams, I. S., C. C. Hennon, W. L. Jones, and K. A. Ahmad, Evaluation of hurricane ocean vector winds from WindSat // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 2006, 44(3), 656–667.
- 43.AghaKouchak, A., A. Mehran, H. Norouzi, and A. Behrangi, Systematic and random error components in satellite precipitation data sets // Geophys. Res. Lett., 2012, 39(9), doi:10.1029/2012GL051592
- 44.Aires, F., C. Prigent, W. B. Rossow, and M. Rothstein, A new neural network approach including first guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature, and emissivities over land from satellite microwave observations // J. Geophys. Res., 2001, 106(D14), 14–887.
- 45.Aires, F., F. Bernardo, and C. Prigent, Atmospheric water-vapour profiling from passive microwave sounders over ocean and land. Part I: Methodology

- for the Megha-Tropiques mission // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2013, 139(673), 852–864.
46. Albert, P., R. Bennartz, R. Preusker, R. Leinweber, and J. Fischer, Remote sensing of atmospheric water vapor using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer // J. Atmospheric Ocean. Technol., 2005, 22(3), 309–314.
 47. Alishouse, J. C., J. B. Snider, E. R. Westwater, C. T. Swift, C. S. Ruf, S. A. Snyder, J. Vongsathorn, and R. R. Ferraro, Determination of cloud liquid water content using the SSM/I // IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens., 1990a, 28(5), 817–822.
 48. Alishouse, J. C., S. A. Snyder, J. Vongsathorn, and R. R. Ferraro, Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I // IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens., 1990b, 28(5), 811–816.
 49. Andersson, E., E. Hólm, P. Bauer, A. Beljaars, G. A. Kelly, A. P. McNally, A. J. Simmons, J.-N. Thepaut, and A. M. Tompkins, Analysis and forecast impact of the main humidity observing systems// Q. J. R. Meteorol. Soc., 2007, 133(627), 1473–1485.
 50. Anguelova, M. D., and P. W. Gaiser, Dielectric and Radiative Properties of Sea Foam at Microwave Frequencies: Conceptual Understanding of Foam Emissivity // Remote Sens., 2012, 4(5), 1162–1189, doi:10.3390/rs4051162.
 51. Auer, A. H., Distribution of graupel and hail with size // Mon. Weather Rev., 1972, 100(5), 325–328.
 52. Aziz, M. A., S. C. Reising, W. E. Asher, L. A. Rose, P. W. Gaiser, and K. A. Horgan, Effects of air-sea interaction parameters on ocean surface microwave emission at 10 and 37 GHz // IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens., 2005, 43(8), 1763–1774.

53. Barducci, A., D. Guzzi, P. Marcoionni, and I. Pippi, Algorithm for the retrieval of columnar water vapor from hyperspectral remotely sensed data // *Appl. Opt.*, 2004, 43(29), 5552–5563.
54. Bauer, P., and P. Schluessel, Rainfall, total water, ice water, and water vapor over sea from polarized microwave simulations and Special Sensor Microwave/Imager data // *J. Geophys. Res.*, 1993, 98(D11), 20737–20759.
55. Behrangi, A., B. Imam, K. Hsu, S. Sorooshian, T. J. Bellerby, and G. J. Huffman, REFAME: rain estimation using forward-adjusted advection of microwave estimates // *J. Hydrometeorol.*, 2010, 11(6), 1305–1321.
56. Behrangi, A., M. Lebsock, S. Wong, and B. Lambrigtsen, On the quantification of oceanic rainfall using spaceborne sensors // *J. Geophys. Res.*, 2012, 117(D20), doi:10.1029/2012JD017979.
57. Behrangi, A., G. Stephens, R. F. Adler, G. J. Huffman, B. Lambrigtsen, and M. Lebsock, An Update on the Oceanic Precipitation Rate and Its Zonal Distribution in Light of Advanced Observations from Space // *J. Clim.*, 2014, 27(11), 3957–3965, doi:10.1175/JCLI-D-13-00679.1.
58. Benevides, P., J. Catalao, and P. M. A. Miranda, On the inclusion of GPS precipitable water vapour in the nowcasting of rainfall // *Nat Hazards Earth Syst Sci Discuss*, 2015, 3, 3861–3895.
59. Bernardo, F., F. Aires, and C. Prigent, Atmospheric water-vapour profiling from passive microwave sounders over ocean and land. Part II: Validation using existing instruments // *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2013, 139(673), 865–878.
60. Bettenhausen, M. H., C. K. Smith, R. M. Bevilacqua, N.-Y. Wang, P. W. Gaiser, and S. Cox, A nonlinear optimization algorithm for WindSat wind vector retrievals, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2006, 44(3), 597–610.

61. Bevis, M., S. Businger, T. HERRING, C. Rocken, R. ANTHES, and R. WARE, GPS meteorology- Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System // *J. Geophys. Res.*, 1992, 97(D14), 15787–15801.
62. Blechschmidt, A.-M., A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing // *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35(9), doi: 10.1029/2008GL033706.
63. Bobylev, L. P., E. V. Zabolotskikh, L. M. Mitnik, and M. L. Mitnik, Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic Ocean using satellite passive microwave sensing // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2010, 48(1), 283–294.
64. Bourassa, M., H. Bonekamp, P. Chang, D. Chelton, J. Courtney, R. Edson, J. Figa, Y. He, H. Hersbach, and K. Hilburn, Remotely sensed winds and wind stresses for marine forecasting and ocean modeling // *Proc. Ocean.*, 2010, 9, 115-119.
65. Bracegirdle, T. J., and S. L. Gray, An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas // *Int. J. Climatol.*, 2008, 28(14), 1903–1919.
66. Buehler, S. A., S. Östman, C. Melsheimer, G. Holl, S. Eliasson, V. O. John, T. Blumenstock, F. Hase, G. Elgered, and U. Raffalski, others, A multi-instrument comparison of integrated water vapour measurements at a high latitude site // *Atmospheric Chem. Phys.*, 2012, 12(22), 10925–10943.
67. Chandrasekhar, S. (1960), *Radiative Transfer*, Dover Publications, New York. 393.
68. Chapron, B., A. Bingham, F. Collard, C. Donlon, J. A. Johannessen, J. F. Piolle, and N. Reul, Ocean remote sensing data integration-examples and

- outlook, in *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society* // ESA Publication WPP-306, 2010, 17.
- 69.Clough, S. A., M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown, Atmospheric radiative transfer modeling: A summary of the AER codes // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 2005, 91(2), 233–244.
 - 70.Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock, Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35(1)
 - 71.Condron, A., and I. A. Renfrew, The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation // *Nat. Geosci.*, 2012, 6(1), 34–37.
 - 72.Condron, A., G. R. Bigg, and I. A. Renfrew, Modeling the impact of polar mesocyclones on ocean circulation // *J. Geophys. Res. Oceans*, 2008, 113(C10), doi:10.1029/2007JC004599.
 - 73.Deeter, M. N., A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean // *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34(2), L02815, doi:10.1029/2006GL028019.
 - 74.Deeter, M. N., and J. Vivekanandan, New dual-frequency microwave technique for retrieving liquid water path over land // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 2006, 111(D15).
 - 75.Du, J., J. S. Kimball, and L. A. Jones, Satellite Microwave Retrieval of Total Precipitable Water Vapor and Surface Air Temperature Over Land From AMSR2 // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2015, 53(5), 2520–2531, doi:10.1109/TGRS.2014.2361344.
 - 76.Ellison, W., A. Balana, G. Delbos, K. Lamkaouchi, L. Eymard, C. Guillou, and C. Prigent, New permittivity measurements of seawater // *Radio Sci.*, 1998, 33, 639–648.

77. Ferraro, R. R., Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications // *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(D14), 16715–16735.
78. Franklin, J. L., M. L. Black, and K. Valde, GPS dropwindsonde wind profiles in hurricanes and their operational implications // *Weather Forecast.*, 2003, 18(1), 32–44.
79. Frate, F. D., and G. Schiavon, Neural networks for the retrieval of water vapor and liquid water from radiometric data // *Radio Sci.*, 1998, 33(5), 1373–1386.
80. Gao, B.-C., and Y. J. Kaufman, Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels // *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 2003, 108(D13), 4389, doi: 10.1029/2002JD003023.
81. Gendt, G., G. Dick, C. Reigber, M. Tomassini, Y. Liu, and M. Ramatschi, Near real time GPS water vapor monitoring for numerical weather prediction in Germany // *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82(1B), 361–370.
82. Gentemann, C. L., F. J. Wentz, M. Brewer, K. Hilburn, and D. Smith, Passive Microwave Remote Sensing of the Ocean: An Overview, in *Oceanography from Space*, edited by V. Barale, J. F. R. Gower, and L. Alberotanza, Springer: Netherlands. 2010, 13–33.
83. Greenwald, T. J., G. L. Stephens, T. H. Vonder Haar, and D. L. Jackson, A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) observations // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 1993, 98(D10), 18471–18488.
84. Greenwald, T. J., C. L. Combs, A. S. Jones, D. L. Randel, and T. H. Vonder Haar, Further developments in estimating cloud liquid water over land using

- microwave and infrared satellite measurements // *J. Appl. Meteorol.*, 1997, 36(4), 389–405.
85. Grodsky, S. A., V. N. Kudryavtsev, A. Bentamy, J. A. Carton, and B. Chapron, Does direct impact of SST on short wind waves matter for scatterometry? // *Geophys. Res. Lett.*, 2012, 39(12).
86. Guillou, C., W. Ellison, L. Eymard, K. Lamkaouchi, C. Prigent, G. Delbos, G. Balana, and S. A. Boukabara, Impact of new permittivity measurements on sea surface emissivity modeling in microwaves // *Radio Sci.*, 1998, 33, 649–668.
87. Guiraud, F. O., J. Howard, and D. C. Hogg, A dual-channel microwave radiometer for measurement of precipitable water vapor and liquid // *IEEE Trans. on Geosci. Electron.*, 1979, 17(4), 129–136.
88. Gultepe, I., G. A. Isaac, and S. G. Cober, Cloud microphysical characteristics versus temperature for three Canadian field projects // *Annales Geophysicae*, 2002, 20, 1891–1898.
89. Haggerty, J. A., J. A. Curry, and G. Liu, Potential for estimating cloud liquid water path over sea ice from airborne passive microwave measurements // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 2002, 107(D1), AAC–7.
90. Hanafin, J., Y. Quilfen, F. Ardhuin, J. Sienkiewicz, P. Queffeulou, M. Obrebski, B. Chapron, N. Reul, F. Collard, and D. Corman, Phenomenal sea states and swell from a North Atlantic Storm in February 2011: a comprehensive analysis // *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2012, 93(12), 1825–1832.
91. Harper, B. A., J. D. Kepert, and J. D. Ginger, Guidelines for converting between various wind averaging periods in tropical cyclone conditions, World Meteor Org TCP Sub-Proj. Rep. WMOTD, 2010.

92. Hilburn, K., D. Smith, and T. Meissner, Assessment of Remote Sensing Systems Version-7 Rain Rates // EGU General Assembly Conference Abstracts, 2013, 15, 6120.
93. Hilburn, K. A., and F. J. Wentz, Intercalibrated passive microwave rain products from the unified microwave ocean retrieval algorithm (UMORA) // J. Appl. Meteorol. Climatol., 2008, 47(3), 778–794.
94. Hilburn, K. A., F. J. Wentz, D. K. Smith, and P. D. Ashcroft, Correcting active scatterometer data for the effects of rain using passive radiometer data // J. Appl. Meteorol. Climatol., 2006, 45(3), 382–398.
95. Hollinger, J. P., Passive microwave measurements of sea surface roughness // IEEE Trans. Geosci. Electron., 1971, 9(3), 165–169.
96. Hou, A. Y., R. K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura, and T. Iguchi, The Global Precipitation Measurement (GPM) Mission // Bull. Am. Meteorol. Soc., 2014, 95(5), 711–722, doi:10.1175/BAMS-D-13-00164.1.
97. Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu, Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1 // Geophys. Res. Lett., 2009, 36(17), doi:10.1029/2009GL040000.
98. Imaoka, K., M. Kachi, M. Kasahara, N. Ito, K. Nakagawa, and T. Oki, Instrument performance and calibration of AMSR-E and AMSR2 // Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spec. Inf. Sci., 2010, 38(8), 13–18.
99. Imaoka, K., T. Maeda, M. Kachi, M. Kasahara, N. Ito, and K. Nakagawa, Status of AMSR2 instrument on GCOM-W1 // Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spec. Inf. Sci., 2012, 8528, 15–21.
100. Jiang, H., E. M. Ramirez, and D. J. Cecil, Convective and Rainfall Properties of Tropical Cyclone Inner Cores and Rainbands from 11 Years of

- TRMM Data // Mon. Weather Rev., 2013, 141(2), 431–450, doi:10.1175/MWR-D-11-00360.1.
101. Joyce, R. J., and P. Xie, Kalman filter-based CMORPH // J. Hydrometeorol., 2011, 12(6), 1547–1563.
 102. Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie, CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution // J. Hydrometeorol., 2004, 5(3), 487–503.
 103. Jung, T., E. Ruprecht, and F. Wagner, Determination of cloud liquid water path over the oceans from Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) data using neural networks // J. Appl. Meteorol., 1998, 37(8), 832–844.
 104. Karbou, F., F. Aires, C. Prigent, and L. Eymard, Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for atmospheric temperature and humidity profiling over land // J. Geophys. Res. Atmospheres 1984–2012, 2005, 110(D7).
 105. Kawanishi, T., T. Sezai, Y. Ito, K. Imaoka, T. Takeshima, Y. Ishido, A. Shibata, M. Miura, H. Inahata, and R. W. Spencer, The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 2003, 41(2), 184–194.
 106. Kazumori, M., A retrieval algorithm of atmospheric water vapor and cloud liquid water for AMSR-E // Eur. J. Remote Sens., 2012, 63–74, doi:10.5721/EuJRS20124507.
 107. Kerr, Y. H. et al., The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // Proc. IEEE, 2010, 98(5), 666–687, doi:10.1109/JPROC.2010.2043032.

108. Kim, D., and D. R. Lyzenga, Efficient Model-Based Estimation of Atmospheric Transmittance and Ocean Wind Vectors From WindSat Data // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 2008, 46(8), 2288–2297, doi:10.1109/TGRS.2008.918014.
109. Kleespies, T. J., and L. M. McMillin, Retrieval of Precipitable Water from Observations in the Split Window over Varying Surface Temperatures // J. Appl. Meteorol., 1990, 29(9), 851–862, doi:10.1175/1520-0450(1990)029<0851:ROPWFO>2.0.CO;2.
110. Klein, L., and C. Swift, An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies // IEEE Trans. Antennas Propag., 1977, 25(1), 104–111.
111. Klotz, B. W., and E. W. Uhlhorn, Improved Stepped Frequency Microwave Radiometer Tropical Cyclone Surface Winds in Heavy Precipitation // J. Atmospheric Ocean. Technol., 2014, 31(11), 2392–2408, doi:10.1175/JTECH-D-14-00028.1.
112. Kolstad, E. W., T. J. Bracegirdle, and I. A. Seierstad, Marine cold-air outbreaks in the North Atlantic: temporal distribution and associations with large-scale atmospheric circulation // Clim. Dyn., 2009, 33(2-3), 187–197.
113. Korolev, A. V., G. A. Isaac, J. W. Strapp, S. G. Cober, and H. W. Barker, In situ measurements of liquid water content profiles in midlatitude stratiform clouds // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2007, 133(628), 1693–1699.
114. Krasnopolsky, V. M., The application of neural networks in the earth system sciences, Springer, London, 2013, 197.
115. Kreiss, W. T., The influence of clouds on microwave brightness temperatures viewing downward over open seas // Proc. IEEE, 1969, 57(4), 440–446, doi:10.1109/PROC.1969.6998.

116. Kudryavtsev, V., D. Hauser, G. Caudal, and B. Chapron, A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. Background model // *J. Geophys. Res. Oceans*, 2003, 108(C3), FET 2–1–FET 2–24, doi:10.1029/2001JC001003.
117. Kuligowski, R. J., A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates // *J. Hydrometeorol.*, 2002, 3(2), 112–130.
118. Kummerow, C., and R. Ferraro, Algorithm Theoretical Basis Document: EOS/AMSR-E Level-2 Rainfall // *Colo. State Univ. Rep.*, 2007, 1–10.
119. Kummerow, C., and L. Giglio, A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description // *J. Appl. Meteorol.*, 1994, 33(1), 3–18.
120. Kummerow, C., R. A. Mack, and I. M. Hakkarinen, A self-consistency approach to improve microwave rainfall rate estimation from space // *J. Appl. Meteorol.*, 1989, 28(9), 869–884.
121. Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio, A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1996, 34(5), 1213–1232.
122. Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package // *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 1998, 15(3), 809–817.
123. Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D.-B. Shin, and T. T. Wilheit, The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall

- Estimation from Passive Microwave Sensors // *J. Appl. Meteorol.*, 2001, 40(11), 1801–1820, doi: 10.1175/ 1520-0450(2001)040 <1801:TEOTGP >2.0.CO;2.
124. Large, W. G., J. Morzel, and G. B. Crawford, Accounting for surface wave distortion of the marine wind profile in low-level ocean storms wind measurements // *J. Phys. Oceanogr.*, 1995, 25(11), 2959–2971.
 125. Laupattarakasem, P., W. L. Jones, C. C. Hennon, J. R. Allard, A. R. Harless, and P. G. Black, Improved hurricane ocean vector winds using SeaWinds active/passive retrievals // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2010, 48(7), 2909–2923.
 126. Laws, J. O., and D. A. Parsons, The relation of raindrop-size to intensity // *Trans. Am. Geophys. Union*, 1943, 24(2), 452, doi:10.1029/TR024i002p00452.
 127. Liebe, H. J., and D. H. Layton, Millimeter-wave properties of the atmosphere: Laboratory studies and propagation modeling, Nat. Tech. Inf. Service Boulder, CO, 1987.
 128. Liebe, H. J., G. A. Hufford, and M. G. Cotton, Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz // AGARD, Atmospheric Propagation Effects Through Natural and Man-Made Obscurants for Visible to MM-Wave Radiation, 1993, 11.
 129. Liljegren, J. C., E. E. Clothiaux, G. G. Mace, S. Kato, and X. Dong, A new retrieval for cloud liquid water path using a ground-based microwave radiometer and measurements of cloud temperature // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 2001, 106(D13), 14485–14500.

130. Lin, B., and W. B. Rossow, Observations of cloud liquid water path over oceans: Optical and microwave remote sensing methods // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 1994, 99(D10), 20907–20927.
131. Lin, B., and W. B. Rossow, Precipitation water path and rainfall rate estimates over oceans using special sensor microwave imager and International Satellite Cloud Climatology Project data // *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(D8), 9359–9374.
132. Liu, A. K., S. He, Y. Pan, and J. Yang, Observations of typhoon eye using SAR and IR sensors // *Int. J. Remote Sens.*, 2014, 35(11-12), 3966–3977.
133. Liu, G., and J. A. Curry, Determination of characteristic features of cloud liquid water from satellite microwave measurements // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 1993, 98(D3), 5069–5092.
134. Liu, Q., F. Weng, and S. J. English, An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2011, 49(4), 1238–1250.
135. Löhnert, U., and S. Crewell, Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 1. Dependency on cloud model statistics // *Radio Sci*, 2003, 38(3), 8041.
136. Makarov, D. S., M. Y. Tretyakov, and P. W. Rosenkranz, 60-GHz oxygen band: Precise experimental profiles and extended absorption modeling in a wide temperature range // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 2011, 112(9), 1420–1428.
137. Mallet, C., E. Moreau, L. Casagrande, and C. Klapisz, Determination of integrated cloud liquid water path and total precipitable water from SSM/I

- data using a neural network algorithm // *Int. J. Remote Sens.*, 2002, 23(4), 661–674.
138. Meissner, T., and F. J. Wentz, The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2004, 42(9), 1836–1849.
 139. Meissner, T., and F. J. Wentz, Wind-Vector Retrievals Under Rain With Passive Satellite Microwave Radiometers // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2009, 47(9), 3065–3083, doi:10.1109/TGRS.2009.2027012.
 140. Meissner, T., and F. J. Wentz, The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2012, 50(8), 3004–3026.
 141. Melsheimer, C., and G. Heygster, Improved retrieval of total water vapor over polar regions from AMSU-B microwave radiometer data // *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens.*, 2008, 46(8), 2307–2322.
 142. Melsheimer, C., T. Vihma, G. Heygster, and V. Colombier, Detecting polar lows using total water vapour retrieved from the space-borne microwave radiometer AMSU-B // *Geophysical Research Abstracts*, 2007, 9, 02395.
 143. Melsheimer, C., G. Heygster, N. Mathew, and L. T. Pedersen, Retrieval of sea ice emissivity and integrated retrieval of surface and atmospheric parameters over the Arctic from AMSR-E data // *J. Remote Sens. Soc. Jpn.*, 2009, 29(1), 236–241.
 144. Mieruch, S., S. Noël, H. Bovensmann, and J. P. Burrows, Analysis of global water vapour trends from satellite measurements in the visible spectral range // *Atmospheric Chem. Phys.*, 2008, 8(3), 491–504.

145. Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman, and T. Leblanc, Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements // *J. Geophys. Res.*, 2009, 114(D11), D11305.
146. Mitnik, L. M., Mesoscale atmospheric vortices in the Okhotsk and Bering Seas: results of satellite multisensor study, *Influ. Clim. Change Chang. Arct. Sub-Arct. Cond. NATO Sci. Peace Secur. Ser. C Environ. Secur.*, 2009, 37–56.
147. Mitnik, L. M., and M. L. Mitnik, Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) data: Comparison of errors of global and regional algorithms // *Radio Sci.*, 2003, 38(4), 8065 - 8073.
148. Ninomiya, K., T. Nishimura, T. Suzuki, S. Matsumura, and W. Ohfuchi, Polar low genesis over the east coast of the Asian continent simulated in an AGCM // *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser II*, 2003, 81(4), 697–712.
149. Noh, Y.-J., C. J. Seaman, T. H. Vonder Haar, and G. Liu, In situ aircraft measurements of the vertical distribution of liquid and ice water content in midlatitude mixed-phase clouds // *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 2013, 52(1), 269–279.
150. O'Dell, C. W., F. J. Wentz, and R. Bennartz, Cloud Liquid Water Path from Satellite-Based Passive Microwave Observations: A New Climatology over the Global Oceans // *J. Clim.*, 2008, 21(8), 1721–1739, doi:10.1175/2007JCLI1958.1.
151. Overland, J. E., and M. Wang, Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // *Tellus A*, 2010, 62(1), 1–9.

152. Perro, C., G. Lesins, T. Duck, and M. Cadeddu, A microwave satellite water vapour column retrieval for polar winter conditions // *Atmospheric Meas. Tech. Discuss.*, 2015, 8(9).
153. Petty, G. W., Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices // *Meteorol. Atmospheric Phys.*, 1994, 54(1-4), 79–99.
154. Petty, G. W., and K. B. Katsaros, New geophysical algorithms for the special sensor microwave imager, 247 – 251, American Meteorological Society, 1990, London.
155. Petty, G. W., and K. Li, Improved Passive Microwave Retrievals of Rain Rate over Land and Ocean. Part I: Algorithm Description // *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 2013, 30(11), 2493–2508, doi:10.1175/JTECH-D-12-00144.1.
156. Powell, M. D., S. H. Houston, L. R. Amat, and N. Morisseau-Leroy, The HRD real-time hurricane wind analysis system // *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 1998, 77, 53–64.
157. Powell, M. D., S. Murillo, P. Dodge, E. Uhlhorn, J. Gamache, V. Cardone, A. Cox, S. Otero, N. Carrasco, and B. Annane, Reconstruction of Hurricane Katrina's wind fields for storm surge and wave hindcasting, *Ocean Eng.*, 2010, 37(1), 26–36.
158. Quilfen, Y., C. Prigent, B. Chapron, A. A. Mouche, and N. Houti, The potential of QuikSCAT and WindSat observations for the estimation of sea surface wind vector under severe weather conditions // *J. Geophys. Res.*, 2007, 112(C09023), doi:10.1029/2007JC004163.

159. Quilfen, Y., B. Chapron, and J. Tournadre, Satellite Microwave Surface Observations in Tropical Cyclones // *Mon. Weather Rev.*, 2010, 138(2), 421–437, doi:10.1175/2009MWR3040.1.
160. Raizer, V., Macroscopic Foam–Spray Models for Ocean Microwave Radiometry // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2007, 45(10), 3138–3144.
161. Raja, M. R. V., S. I. Gutman, J. G. Yoe, L. M. McMillin, and J. Zhao, The validation of AIRS retrievals of integrated precipitable water vapor using measurements from a network of ground-based GPS receivers over the contiguous United States // *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 2008, 25(3), 416–428.
162. Rasmussen, E. A., A case study of a polar low development over the Barents Sea // *Tellus A*, 1985, 37(5), 407–418.
163. Rasmussen, E. A., and J. Turner, Polar lows: mesoscale weather systems in the polar regions, Cambridge University Press, Cambridge, 2003, 612.
164. Ren, H., C. Du, R. Liu, Q. Qin, G. Yan, Z.-L. Li, and J. Meng, Atmospheric water vapor retrieval from Landsat 8 thermal infrared images // *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 2015, 120(5), 1723–1738.
165. Reul, N., and B. Chapron, A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications // *J. Geophys. Res. Oceans*, 2003, 108(C10), 19.1–19.14, doi:10.1029/2003JC001887.
166. Reul, N., J. Tenerelli, B. Chapron, D. Vandemark, Y. Quilfen, and Y. Kerr, SMOS satellite L-band radiometer: A new capability for ocean surface remote sensing in hurricanes // *J. Geophys. Res. Oceans* 1978–2012, 2012, 117(C2).

167. Ricciardulli, L., and F. Wentz, Reprocessed QuikSCAT (V04) wind vectors with Ku-2011 geophysical model function, Remote Sens. Syst. Tech. Rep., 2011, 43011, 16.
168. Rice, S. O., Reflection of electromagnetic waves from slightly rough surfaces // Commun. Pure Appl. Math., 1951, 4(2-3), 351–378.
169. Rocken, C., T. Van Hove, and R. Ware, Near real-time GPS sensing of atmospheric water vapor // Geophys. Res. Lett., 1997, 24(24), 3221–3224.
170. Rosenkranz, P. W., Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I // IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens., 1992, 30(5), 1081–1085.
171. Rosenkranz, P. W., Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models // Radio Sci., 1998, 33(4), 919–928.
172. Sánchez, J. L., M. V. Fernández, J. T. Fernández, E. Tuduri, and C. Ramis, Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation // Atmospheric Res., 2003, 67–68, 573–588, doi:10.1016/S0169-8095(03)00074-7.
173. Sapiano, M. R. P., T. M. Smith, and P. A. Arkin, A new merged analysis of precipitation utilizing satellite and reanalysis data // J. Geophys. Res., 2008, 113(D22), doi:10.1029/2008JD010310.
174. Schroedter-Homscheidt, M., A. Drews, and S. Heise, Total water vapor column retrieval from MSG-SEVIRI split window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperatures // Remote Sens. Environ., 2008, 112(1), 249–258.

175. Schulz, J., P. Schluessel, and H. Grassl, Water vapour in the atmospheric boundary layer over oceans from SSM/I measurements // *Int. J. Remote Sens.*, 1993, 14(15), 2773–2789.
176. Seco, A., F. Ramírez, E. Serna, E. Prieto, R. García, A. Moreno, J. C. Cantera, L. Miqueleiz, and J. E. Priego, Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapor content // *Atmos. Environ.*, 2012, 49, 85–93.
177. Shangguan, M., S. Heise, M. Bender, G. Dick, M. Ramatschi, and J. Wicert, Validation of GPS atmospheric water vapor with WVR data in satellite tracking mode // *Annales of Geophysics*, 2015, 33, 55–61.
178. Shibata, A., Determination of water vapor and liquid water content by an iterative method // *Meteorol. Atmospheric Phys.*, 1994, 54(1-4), 173–181, doi:10.1007/BF01030058.
179. Shibata, A., A wind speed retrieval algorithm by combining 6 and 10 GHz data from Advanced Microwave Scanning Radiometer: Wind speed inside hurricanes // *J. Oceanogr.*, 2006, 62(3), 351–359.
180. Shibata, A., K. Imaoka, and T. Koike, AMSR/AMSR-E level 2 and 3 algorithm developments and data validation plans of NASDA // *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens.*, 2003, 41(2), 195–203.
181. Shoji, Y., A study of near real-time water vapor analysis using a nationwide dense GPS network of Japan // *J Meteorol Soc Jpn*, 2009, 87(1), 1–18.
182. Skou, N., and D. Hoffman-Bang, L-band radiometers measuring salinity from space: atmospheric propagation effects // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2005, 43(10), 2210–2217, doi:10.1109/TGRS.2005.856115.

183. Soisuvarn, S., Z. Jelenak, and W. L. Jones, An Ocean Surface Wind Vector Model Function for a Spaceborne Microwave Radiometer // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2007, 45(10), 3119–3130, doi: 10.1109/TGRS.2007.895418.
184. Staelin, D. H., Passive remote sensing at microwave wavelengths // *Proc. IEEE*, 1969, 57(4), 427–439.
185. Stephens, G. L., D. G. Vane, S. Tanelli, E. Im, S. Durden, M. Rokey, D. Reinke, P. Partain, G. G. Mace, and R. Austin, others, CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation // *J. Geophys. Res.*, 2008, 113(D8), doi:10.1029/2008JD009982.
186. Stogryn, A., The apparent temperature of the sea at microwave frequencies // *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 1967, 15(2), 278–286.
187. Takeuchi, Y., T. Tauchi, S. Saito, K. Imaoka, M. Kachi, and A. Shibata, A total column precipitable water algorithm for ADEOS-II/AMSR and Aqua/AMSR-E // *Ital. J. Remote Sens.*, 2004, 30(31), 143–157.
188. Taylor, P. K., E. C. Kent, M. J. Yelland, and B. I. Moat, The accuracy of marine surface winds from ships and buoys // *CLIMAR 99, WMO Workshop on Advances in Marine Climatology*, 1999, 59–68.
189. Thomas, B. R., E. C. Kent, and V. R. Swail, Methods to homogenize wind speeds from ships and buoys // *Int. J. Climatol.*, 2005, 25(7), 979–995, doi:10.1002/joc.1176.
190. Thomas, B. R., E. C. Kent, V. R. Swail, and D. I. Berry, Trends in ship wind speeds adjusted for observation method and height // *Int. J. Climatol.*, 2008, 28(6), 747–763, doi:10.1002/joc.1570.

191. Tjemkes, S. A., G. L. Stephens, and D. L. Jackson, Spaceborne observation of columnar water vapor: SSMI observations and algorithm // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012, 1991, 96(D6), 10941–10954.
192. Trenberth, K. E., Y. Zhang, J. T. Fasullo, and S. Taguchi, Climate variability and relationships between top-of-atmosphere radiation and temperatures on Earth // *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 2015, 120(9), 3642–3659, doi:10.1002/2014JD022887.
193. Turner, D. D., M. P. Cadeddu, U. Lohnert, S. Crewell, and A. M. Vogelmann, Modifications to the water vapor continuum in the microwave suggested by ground-based 150-GHz observations // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. Lett.*, 2009, 47(10), 3326–3337.
194. Turner, D. S., Systematic errors inherent in the current modeling of the reflected downward flux term used by remote sensing models // *Appl. Opt.*, 2004, 43(11), 2369–2383.
195. Uhlhorn, E. W., and D. S. Nolan, Observational undersampling in tropical cyclones and implications for estimated intensity // *Mon. Weather Rev.*, 2012, 140(3), 825–840.
196. Uhlhorn, E. W., P. G. Black, J. L. Franklin, M. Goodberlet, J. Carswell, and A. S. Goldstein, Hurricane surface wind measurements from an operational stepped frequency microwave radiometer // *Mon. Weather Rev.*, 2007, 135(9), 3070–3085.
197. Uhlhorn, E. W., B. W. Klotz, T. Vukicevic, P. D. Reasor, and R. F. Rogers, Observed hurricane wind speed asymmetries and relationships to motion and environmental shear // *Mon. Weather Rev.*, 2014, 142(3), 1290–1311.

198. Verspeek, J., A. Stoffelen, M. Portabella, H. Bonekamp, C. Anderson, and J. F. Saldana, Validation and Calibration of ASCAT Using CMOD5.n // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 2010, 48(1), 386–395, doi: 10.1109/TGRS.2009.2027896.
199. Vicente, G. A., R. A. Scofield, and W. P. Menzel (), The operational GOES infrared rainfall estimation technique // Bull. Am. Meteorol. Soc., 1998, 79(9), 1883–1898.
200. Wagner, T., S. Beirle, H. Sihler, and K. Mies, A feasibility study for the retrieval of the total column precipitable water vapour from satellite observations in the blue spectral range // Atmospheric Meas. Tech., 2013, 6(10), 2593–2605.
201. Wang, H., X. Liu, K. Chance, G. González Abad, and C. Chan Miller, Water vapor retrieval from OMI visible spectra // Atmospheric Meas. Tech., 2014, 7(6), 1901–1913.
202. Wang, J. R., A comparison of the MIR-estimated and model-calculated fresh water surface emissivities at 89, 150, and 220 GHz // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 2002, 40(6), 1356–1365.
203. Wang, Y., Y. Fu, G. Liu, Q. Liu, and L. Sun, A new water vapor algorithm for TRMM Microwave Imager (TMI) measurements based on a log linear relationship // J. Geophys. Res. Atmospheres, 2009, 114(D21), D21304, doi:10.1029/2008JD011057.
204. Weissman, D. E., B. W. Stiles, S. M. Hristova-Veleva, D. G. Long, D. K. Smith, K. A. Hilburn, and W. L. Jones, Challenges to Satellite Sensors of Ocean Winds: Addressing Precipitation Effects // J. Atmospheric Ocean. Technol., 2012, 29(3), 356–374, doi:10.1175/JTECH-D-11-00054.1.

205. Weng, F., and N. C. Grody, Retrieval of cloud liquid water using the special sensor microwave imager (SSM/I) // J. Geophys. Res., 1994, 99(D12), 25535–25551.
206. Wentz, F. J., A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager // J Geophys Res, 1997, 102, 8703–8718.
207. Wentz, F. J., SSM/I Version-7 Calibration Report, 2013, report number 011012, Remote Sens. Syst. St. Rosa CA, 46.
208. Wentz, F. J., and T. Meissner, Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), Version 2, AMSR Ocean Algorithm, 2000, RSS Tech. Proposal 121599A-1.
209. Wentz, F. J., and T. Meissner, Supplement 1 algorithm theoretical basis document for AMSR-E ocean algorithms, 2007, NASA St. Rosa CA USA.
210. Wentz, F. J., and R. W. Spencer, SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm // J. Atmospheric Sci., 1998, 55(9), 1613–1627.
211. Wentz, F. J., L. Ricciardulli, K. Hilburn, and C. Mears, How much more rain will global warming bring? // Science, 2007, 317(5835), 233–235.
212. Westwater, E. R., The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry // Radio Sci., 1978, 13(4), 677–685, doi:10.1029/RS013i004p00677.
213. Wilheit, T., C. D. Kummerow, and R. Ferraro, NASDARainfall algorithms for AMSR-E // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 2003, 41(2), 204–214, doi:10.1109/TGRS.2002.808312.

214. Wu, D. L., J. H. Jiang, and C. P. Davis, EOS MLS cloud ice measurements and cloudy-sky radiative transfer model // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2006, 44(5), 1156–1165.
215. Yueh, S. H., Directional signals in Windsat observations of hurricane ocean winds // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2008, 46(1), 130–136.
216. Yueh, S. H., B. W. Stiles, and W. T. Liu, QuikSCAT wind retrievals for tropical cyclones // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2003, 41(11), 2616–2628, doi:10.1109/TGRS.2003.814913.
217. Zabolotskikh, E., L. Mitnik, N. Reul, and B. Chapron, New Possibilities for Geophysical Parameter Retrievals Opened by GCOM-W1 AMSR2 // *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, 2015, doi:10.1109/JSTARS.2015.2416514.
218. Van Zadelhoff, G.-J., A. Stoffelen, P. W. Vachon, J. Wolfe, J. Horstmann, and M. Belmonte Rivas, Scatterometer hurricane wind speed retrievals using cross polarization // *Atmospheric Meas. Tech. Discuss.*, 2013, 6, 7945–7984.
219. Zahn, M., and H. von Storch, A long-term climatology of North Atlantic polar lows // *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35(22).
220. Zahn, M., and H. von Storch, Investigation of Past and Future Polar Low Frequency in the North Atlantic, in *Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective*, edited by A. S. Sharma, A. Bunde, V. P. Dimri, and D. N. Baker, 2013, pp. 99–110, American Geophysical Union.
221. Zeng, L., and R. A. Brown, Scatterometer observations at high wind speeds // *J. Appl. Meteorol.*, 1998, 37(11), 1412–1420.

222. Zhang, B., and W. Perrie, Cross-Polarized Synthetic Aperture Radar: A New Potential Measurement Technique for Hurricanes // Bull. Am. Meteorol. Soc., 2012, 93(4), 531–541, doi:10.1175/BAMS-D-11-00001.1.
223. Zhang, B., W. Perrie, J. A. Zhang, E. W. Uhlhorn, and Y. He, High Resolution Hurricane Vector Winds from C-band Dual-Polarization SAR Observations // J. Atmospheric Ocean. Technol., 2014, 31(2), 272–286, doi:10.1175/JTECH-D-13-00006.1.