

Фрязинский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки  
Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова  
Российской академии наук

На правах рукописи

Ермаков Дмитрий Михайлович



СПУТНИКОВОЕ РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ И  
СИНОПТИЧЕСКИХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Специальность 01.04.03 – радиофизика

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора физико-математических наук

Научный консультант -  
доктор физико-математических наук,  
профессор Е.А. Шарков

Фрязино – 2018

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Характеристика объектов и методов исследования.....	22
1.1. Краткая характеристика объектов исследования.....	22
1.1.1. Мезомасштабные и синоптические атмосферные процессы.....	23
1.1.2. Мезомасштаб: тропические циклоны.....	25
1.1.3. Синоптический масштаб: атмосферные реки.....	28
1.1.4. Глобальная атмосферная циркуляция.....	31
1.1.5. Общность объектов исследования в контексте спутникового радиотепловидения.....	33
1.2. Спутниковые радиотепловые исследования атмосферы Земли.....	34
1.2.1. Краткий исторический обзор.....	37
1.2.2. Современное состояние.....	46
1.3. Анализ динамики нижней тропосферы по дистанционным данным.....	50
1.4. Выводы к Главе 1.....	56
Глава 2. Подход спутникового радиотепловидения.....	57
2.1. Физико-математические основания подхода.....	58
2.1.1. Задача анализа оптического потока.....	58
2.1.2. Анализ оптического потока в задачах дистанционного зондирования Земли.....	65
2.1.3. Основания подхода спутникового радиотепловидения.....	66
2.2. Синтез базовой вычислительной схемы.....	68
2.2.1. Построение опорных полей: приведение к регулярной сетке.....	72
2.2.2. Построение опорных полей: сшивка лакун.....	77
2.2.3. Пространственно-временная интерполяция.....	85
2.3. Точность восстановления динамики геофизических полей.....	90
2.4. Итерационное расширение базовой схемы: мультисенсорный подход.....	102
2.5. Новые возможности количественного описания динамических процессов.....	107
2.5.1. Совместный анализ независимых спутниковых измерений.....	107
2.5.2. Обеспечение пространственной связности фрагментарных наблюдений.....	108
2.5.3. Исследование векторных полей адвекции.....	109
2.5.4. Расчет интегральных характеристик массо- и энергообмена.....	110
2.6. Выводы к Главе 2.....	113
Глава 3. Спутниковое радиотепловидение тропических циклонов.....	116
3.1. Энергетические характеристики и факторы энергобаланса тропического циклона.....	117
3.1.1. Энергетические характеристики тропического циклона.....	117
3.1.2. Факторы энергетического баланса тропического циклона.....	118
3.2. Общая характеристика использованных данных и методики анализа.....	122
3.3. Анализ эволюции тропических циклонов в поле интегрального влагосодержания.....	125
3.4. Комплексный анализ в полях нескольких геофизических параметров.....	139
3.5. Расширение подхода для исследования системы взаимодействующих тайфунов.....	145
3.6. Выводы к Главе 3.....	155
Глава 4. Спутниковое радиотепловидение атмосферных рек.....	157

4.1. Проблемы детектирования атмосферных рек .....	158
4.1.1. Пропуски данных .....	160
4.1.2. Настройка критериев детектирования .....	161
4.1.3. Учет поля адвекции.....	164
4.1.4. Синхронизация спутниковых данных.....	165
4.2. Синтез схемы автоматического детектирования атмосферных рек.....	167
4.2.1. Определение границ акватории .....	168
4.2.2. Выделение воздушных масс умеренных широт.....	170
4.2.3. Морфологический анализ.....	176
4.2.4. Объединение фрагментов .....	184
4.2.5. Обрезка ветвей.....	185
4.3. Восстановление характеристик атмосферных рек.....	187
4.3.1. Анализ потоков скрытого тепла .....	188
4.3.2. Анализ образов AP в динамике.....	190
4.3.3. Совместный анализ в полях нескольких геофизических параметров атмосферы.....	193
4.3.4. Совместный анализ над океаном и сушей .....	195
4.4. Выводы к Главе 4 .....	197
Глава 5. Спутниковое радиотепловидение глобальной атмосферной циркуляции.....	198
5.1. Общая характеристика задачи в контексте спутникового радиотепловидения.....	199
5.2. Используемые данные и методика анализа .....	202
5.3. Анализ восстановленных характеристик глобальной циркуляции.....	205
5.4. Выводы к Главе 5 .....	225
Глава 6. Геопортал спутникового радиотепловидения .....	227
6.1. Концепция геопортала спутникового радиотепловидения и сетевого сервиса «ИКАР» .....	227
6.2. Геопортал спутникового радиотепловидения: описание данных и сервисов.....	230
6.2.1. Внешние источники .....	233
6.2.2. Опорная коллекция .....	235
6.2.3. Продукты пользовательского уровня.....	236
6.2.4. Выходной формат файлов продуктов пользовательского уровня.....	236
6.2.5. Сетевые сервисы .....	237
6.3. Сетевой сервис ИКАР: удаленная обработка виртуально интегрированных данных .....	238
6.3.1. Интерфейсное решение .....	239
6.3.2. Синтаксис и семантика ИКАР .....	243
6.3.3. Программная реализация.....	248
6.3.4. Обеспечение данными и функциональное наполнение .....	250
6.4. Практика использования реализованных программных решений .....	251
6.5. Выводы к Главе 6 .....	252
Заключение .....	254
Список сокращений .....	259
Литература .....	260

## ВВЕДЕНИЕ

Диссертационная работа посвящена предложенному автором подходу к обработке и анализу дистанционных данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли, получившему название «спутниковое радиотепловидение», и открываемым им новым возможностям для исследования формирования и эволюции мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов.

**Актуальность исследования.** Задачи восстановления и анализа динамики и эволюции атмосферных процессов на основе данных спутникового радиотеплового мониторинга были выделены в особый класс актуальных и проблемных исследований практически сразу после публикации результатов первых спутниковых экспериментов по измерению собственного радиотеплового излучения Земли. Необходимость обеспечить приемлемое пространственное разрешение (порядка 10 км) вынуждает проводить спутниковые измерения с низких орбит. В итоге, несмотря на возможность круглосуточных и всепогодных наблюдений, метеорологический спутник формирует за сутки лишь два глобальных (многоканальных) радиотепловых образа Земли, содержащих периодические «лакуны» (пропуски данных) в низких широтах. При этом орбитальная скорость спутника такова, что объект с характерными горизонтальными размерами порядка 1000 км наблюдается в течение всего около двух минут.

В этих условиях сложилась преимущественная тенденция к интерпретации спутниковой информации как набора независимых мгновенных точечных измерений. Такой подход оказался чрезвычайно продуктивным для надежного восстановления ряда геофизических параметров системы океан-атмосфера – в основном, интегральных по высоте, либо характеризующих границу раздела атмосферы и океана. Среди них лишь скорость приводного ветра может непосредственно рассматриваться как (далеко не полная) характеристика динамики системы океан-атмосфера. Исследование аспектов энергетического баланса атмосферных процессов ограничено, главным образом, оценками вертикальных потоков тепла на основе полуэмпирических соотношений и (или) с

использованием данных дополнительных измерений. Методики оценки адвекции тепла в атмосферных системах носят еще более косвенный характер и не получили широкого распространения. Между тем, именно спутниковый радиотепловой мониторинг Земли, благодаря возможности круглосуточного измерения основных геофизических параметров системы океан-атмосфера, способен обеспечить исследователей ценнейшей и уникальной информацией о зарождении и эволюции атмосферных мезомасштабных, синоптических и климатически значимых процессов.

По указанным причинам высокую актуальность приобрела задача разработки и реализации единого подхода к обработке и анализу спутниковых радиотепловых данных, позволяющего исследовать динамические аспекты разномасштабных атмосферных процессов, давать краткосрочный анализ (и прогноз) их развития, получать численные, физически значимые характеристики их энергетического баланса.

**Степень разработанности темы.** Несмотря на отмеченную выше тенденцию, долгую историю имеют и исследования, нацеленные на поиск и установление пространственно-временных связей в измеряемых со спутника собственных радиотепловых полях Земли. Трудности начального этапа были обусловлены в первую очередь сравнительно малыми объемами экспериментальных данных и самой методикой трассовых измерений, реализованных в пионерских проектах на спутниках «Космос-243» (1968) и «Космос-384» (1970) [Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974; Гурвич, Кутуза, 2010]. Существенное повышение информативности спутникового радиотеплового мониторинга было достигнуто в последующие десятилетия [Шарков, 2014; Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016]. Особо следует отметить уникальную программу спутниковых исследований DMSP (США), реализующую долговременную серию высокостабильных глобальных радиотепловых измерений геофизических полей Земли.

Возросшая информативность данных спутниковых радиотепловых измерений привела к их активному использованию для задания граничных

условий в различного рода численных моделях, предлагающих описание процессов в системе океан-атмосфера на базе общих законов гидродинамики, термодинамики, биогеохимии и т.д. Большинство таких моделей характеризует высокая вычислительная сложность. Расчеты по моделям глобальной циркуляции осуществляются на достаточно грубой координатной сетке [Дымников и др., 2005] с шагом по горизонтали порядка единиц градусов. Анализ региональных синоптических процессов и вариаций климата допускает расчеты на более мелких масштабах, однако, зачастую требует в качестве граничных условий прогнозов и оценок по глобальным моделям [Лыкосов и др., 2012]. Применение крупномасштабных аппроксимаций зачастую приводит к огрублению и потере информативности исходных спутниковых данных. При всей продуктивности этого подхода нельзя не отметить наличие в нем определенного методологического противоречия с активно развиваемыми концепциями зарождения и эволюции крупных атмосферных систем из мелкомасштабных неустойчивостей. Выяснение вопроса о точности крупномасштабного модельного описания сложной совокупности атмосферных процессов требует привлечения больших объемов данных реальных наблюдений.

По этой причине извлечение максимально полной информации о динамике и энергетике атмосферных процессов непосредственно из данных спутникового мониторинга Земли сохраняет высокую актуальность (см., например, [Gaikovich, 1994; Kadyrov, Shur, Viazankin, 2003]). Прогресс развиваемых в этом направлении методов в значительной степени определяется как объемом и качеством доступной спутниковой информации, так и ростом возможностей вычислительных средств. После 2010 г. независимо возникли и продолжают развиваться несколько подходов, имеющих концептуальное сходство, в том числе представленный в диссертации. Некоторые из них реализованы для данных наблюдений в видимом и ИК диапазонах с геостационарных орбит и используют преимущества полного покрытия измерениями значительной части Земли с высокой периодичностью и при достаточном пространственном разрешении [Velden et al., 1997; Nerushev, Kramchaninova, 2011]. Однако они позволяют

исследовать главным образом эволюцию облачных систем и движения в верхней части тропосферы. Использование радиотепловых данных критически важно для реконструкции полной картины динамики и энергетики тропосферных процессов, но требует учета специфики спутниковых измерений с низких орбит. Один из наиболее известных из мировой литературы методов «адвективного смешивания», англ. *advective blending* [Wimmers, Velden, 2011], частично преодолевает возникающие трудности широким привлечением сторонних данных моделирования атмосферной динамики, что резко снижает его значимость как инструмента независимого исследования. Подход, развитый в диссертации, свободен от указанного недостатка и обеспечивает извлечение информации о динамике и энергетике наблюдаемых атмосферных процессов непосредственно из данных спутникового радиотеплового мониторинга.

**Основная цель** работы состояла в построении и практической реализации единой методики обработки и анализа регистрируемых со спутников радиотепловых полей и (или) полей восстанавливаемых геофизических параметров системы океан-атмосфера, использующей замкнутую относительно этих данных вычислительную схему и обеспечивающей восстановление динамики наблюдаемых процессов с высокой пространственно-временной детализацией, возможность краткосрочного прогноза их развития и детальное исследование аспектов их эволюции на основе построения временных рядов физически значимых характеристик их энергетического баланса (в частности, адвекции скрытого тепла). Для достижения этой цели потребовалось решить следующие **задачи**:

- проанализировать проблему восстановления динамики мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов как специфический класс обратных задач спутникового дистанционного зондирования Земли в радиотепловом диапазоне;
- сформулировать общий подход и синтезировать вычислительную схему восстановления атмосферной динамики на базе пространственно-временной интерполяции данных с использованием как представлений о формировании

регистрируемых со спутников радиотепловых полей системы океан-атмосфера, так и идей и алгоритмов из области технического зрения, адаптированных к специфике задачи;

- выполнить анализ точности предложенной расчетной схемы путем обработки и сопоставления больших массивов спутниковой информации;
- на базе реализованной расчетной схемы развить подход к совместной обработке мультисенсорной спутниковой информации как для дополнительного улучшения пространственно-временной детализации анализа путем объединения данных наиболее современных сканирующих радиометров-зондировщиков, так и для привлечения разнородных данных к исследованию различных аспектов эволюции и энергетического баланса наблюдаемых атмосферных систем;
- на основе развитого подхода разработать и реализовать универсальную методику детального анализа эволюции разномасштабных атмосферных процессов в терминах характеристик их энергетического баланса (в частности, адвекции скрытого тепла через семейства границ, формируемых под конкретные условия задачи);
- применить реализованную методику для выявления роли адвекции скрытого тепла при эволюции тропических циклонов как одного из важнейших типов атмосферных процессов с характерным горизонтальным масштабом от сотен до тысяч км, временем жизни от единиц до десятков суток и возможностью быстрых трансформаций больших объемов тепловой энергии в механическую, что требует выполнения длительных вычислений на расчетной сетке с пространственным шагом до  $0,125^\circ - 0,2^\circ$  и шагом по времени до 1,5 часов;
- применить реализованную методику анализа и накопленные результаты массовой обработки спутниковой информации для исследования аспектов меридионального и зонального переноса скрытого тепла над акваториями Мирового океана на синоптических масштабах, в частности, связанного с формированием так называемых «атмосферных рек»;



– организовать и провести массовую обработку данных радиотеплового спутникового мониторинга за более чем десятилетний период непрерывных наблюдений для детального анализа синоптических и климатически значимых процессов на планетарных масштабах, тем самым, в частности, обеспечить уникальную возможность независимой проверки ряда теоретических оценок, получаемых на основе циркуляционных моделей.

**Методология и методы исследования.** Одна из важных задач радиотепловидения в целом – формирование детальных радиотепловых образов наблюдаемых объектов, т.е. повышение пространственного разрешения измерений за счет использования информационной избыточности массива данных, полученных в близких точках пространства и (или) в близкие моменты времени. Развитая в работе методика обработки и анализа спутниковых радиотепловых данных также существенным образом использует их информационную избыточность, но прежде всего – для извлечения информации о динамике наблюдаемых процессов из хронологической последовательности измерений. С этой целью применен известный в области технического зрения метод оценки и компенсации движения, значительно адаптированный к условиям задач исследования. Разработан и реализован специальный алгоритм «сшивки лакун», позволяющий устранить области низких широт, не охваченные измерениями. Алгоритмы оценки и компенсации движения реализованы итерационно, с возможностью объединять промежуточные результаты расчетов и новые массивы спутниковых данных для максимально эффективного использования доступной спутниковой информации. Итоговая точность интерполяционной схемы оценена путем прямого сопоставления интерполированных полей и результатов независимых спутниковых измерений.

Совокупность расчетных глобальных полей восстановленных геофизических параметров и соответствующих векторных полей скоростей адвекции образует новый информационный продукт, позволяющий изучать классы атмосферных процессов путем детального описания их эволюции в терминах временных рядов их интегральных физически значимых характеристик,

в частности, адвективных потоков скрытого тепла, одного из ключевых элементов энергобаланса в системе океан-атмосфера. На базе развитого подхода создана единая методика исследований динамики и эволюции разномасштабных атмосферных процессов, вводящая взаимное соответствие между типом процесса и геометрическими и динамическими свойствами окружающего его радиотепловой образ замкнутого контура или отделяющей границы.

**Объектом настоящего исследования** стали мезомасштабные и синоптические процессы атмосферы. **Конкретный предмет исследования** – параметры и закономерности динамики и эволюции мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов, впервые описываемых с высокой пространственно-временной детализацией массивами и временными рядами физических характеристик (скоростей адвекции, потоков скрытого тепла и др.) на основе замкнутой схемы обработки их радиотепловых образов по данным спутникового мониторинга.

**Научная новизна** работы состоит в следующем:

1. Впервые предложена и программно реализована замкнутая схема интерполяционной обработки регистрируемых со спутников глобальных радиотепловых полей и генерируемых на их основе полей геофизических параметров системы океан-атмосфера, обеспечивающая высокодетальное (с пространственным шагом до 0,125 географического градуса и дискретизацией по времени до 1,5 часов) восстановление их промежуточных состояний, не охваченных данными измерений [Ермаков и др., 2011, 2013а].
2. Методика расчета адвективных (горизонтальных) вертикально интегрированных потоков атмосферного скрытого тепла впервые предложена и реализована в замкнутом виде относительно радиотепловых спутниковых дистанционных данных [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б].
3. Впервые на основе вычисленных по дистанционным данным спутниковых радиотепловых измерений потоков атмосферного скрытого тепла показана связь между конвергентным (дивергентным) режимом адвекции скрытого

тепла и интенсификацией (диссипацией) тропических циклонов [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014в, 2017б].

4. Анализ нитевидной структуры атмосферной циркуляции в целях исследования атмосферных рек впервые выполнен по замкнутой схеме обработки радиотепловых спутниковых дистанционных данных на основе предложенных алгоритмов [Ермаков, 2017б; Ермаков, 2017].
5. Картина глобальной атмосферной циркуляции, охватывающая пятнадцатилетний интервал (2003 – 2017 годы), впервые детально (на сетке с пространственным шагом 0,25 географического градуса и дискретизацией по времени 3 часа) восстановлена на основе данных спутниковых радиотепловых дистанционных измерений [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017а; Ермаков, 2018].
6. Впервые с помощью созданного геопортала спутникового радиотепловидения реализован открытый доступ к глобальным полям ряда основных геофизических параметров системы «океан-атмосфера» (интегральное влагосодержание, полный водозапас облаков, скорость приводного ветра) и векторному полю адвекции водяного пара в непрерывном интервале наблюдений 2003 – 2017 гг. при полном пространственном покрытии акваторий Мирового океана на сетке 0,25° с шагом по времени 6 часов, а также интерактивный инструмент их интерполяции на произвольный момент времени [Ермаков, Чернушич, 2017а,б].

**Предмет защиты.** Совокупность полученных результатов можно квалифицировать как научное достижение, связанное с **решением крупной научной задачи** в рамках радиофизических исследований Земли из космоса – восстановления динамических и энергетических адвективных характеристик мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов. Спутниковое радиотепловидение предлагает и реализует единый подход к обработке и анализу данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли как хронологической последовательности радиотепловых образов наблюдаемых процессов в системе океан-атмосфера с целью детального описания их динамики и эволюции

расчетными временными рядами физических характеристик массо- и энергообмена. К настоящему времени, в частности, не предложено альтернативных подходов к вычислению адвективных потоков атмосферного скрытого тепла с достигнутыми полнотой и детальностью на основе замкнутой схемы анализа дистанционных данных спутникового радиотеплового мониторинга. Исследование представляет существенный вклад в мировую науку как с точки зрения практической ценности при обработке оперативной спутниковой информации, так и с теоретических позиций, что раскрывают следующие основные **положения, выносимые на защиту**:

1. Предложена и реализована методика интерполяционной обработки имеющихся радиотепловых спутниковых дистанционных данных, дополняющая классический СВЧ-радиометрический метод кинематическим описанием адвекции, которая обеспечивает пространственно-временную детальность и точность восстановления глобальных геофизических полей системы «океан-атмосфера», достаточные для широкого спектра практических и фундаментальных применений.
2. Разработана методика расчета адвективных (горизонтальных) потоков атмосферного скрытого тепла, замкнутая относительно имеющихся радиотепловых спутниковых дистанционных данных, которая обеспечивает независимую проверку и уточнение ряда теоретических оценок и предположений (элементов энергетического баланса тропических циклонов, адвекции скрытого тепла в синоптических процессах и климатической системе в целом), до настоящего времени не имевших статистически репрезентативных экспериментальных подтверждений.
3. На основе анализа рассчитанной мощности адвективных потоков скрытого тепла в процессе эволюции тропических циклонов (ТЦ) показано, на примере исследования более 10 индивидуальных ТЦ и двойной системы тайфунов-близнецов, что конвергентные (сходящиеся к центру ТЦ) потоки соответствуют интенсификации ТЦ, а дивергентные – его диссипации.

4. В условиях почти идентичного состояния океана сценарии эволюции ТЦ могут существенно различаться (от быстрой интенсификации до квазистационарного режима и диссипации) в зависимости от мощности и направления потоков атмосферной адвекции скрытого тепла, что показано с помощью реализованной методики совместного анализа полей интегрального влагосодержания атмосферы и композитных полей температуры поверхности океана на примере урагана Alberto (2000), супертайфуна Haiyan (2013) и тропического шторма Podul (2013).
5. Совокупность реализованных алгоритмов спутникового радиотепловидения позволяет преодолеть основные трудности анализа нитевидной структуры глобальной атмосферной циркуляции и исследования атмосферных рек: фрагментации объектов исследования вследствие их значительной зональной протяженности и расхождения полос спутникового сканирования; пространственно-временного совмещения полей различных геофизических параметров для их совместного анализа, а также позволяют получить необходимую количественную информацию о формируемых атмосферными реками потоках скрытого тепла.
6. Анализ глобальной атмосферной циркуляции на временном интервале 2003 – 2017 годов реалистично воспроизвел многие ее характерные элементы и параметры (структуру ячеек циркуляции, направления и скорости зонального переноса, широтные распределения меридиональных потоков скрытого тепла, суточную и сезонную цикличность), что, в частности, доказывает, что информация о ряде ключевых свойств атмосферной циркуляции непосредственно содержится в данных спутниковых дистанционных наблюдений и может быть извлечена из них с помощью предложенных и реализованных алгоритмов спутникового радиотепловидения.
7. Разработанный и созданный геопортал спутникового радиотепловидения (<http://fire.fryazino.net/tpw/>) реализует процедуры удаленной работы с глобальными полями ряда геофизических характеристик системы «океан-атмосфера», а также интерактивной совместной обработки этих данных с

информацией из других открытых источников средствами виртуальной интеграции.

**Достоверность** представленных результатов обеспечивается корректным применением математического аппарата и подтверждается, в части интерполяционной методики, сопоставлением с независимыми спутниковыми измерениями, а в части оценок динамических и энергетических характеристик атмосферных процессов – хорошей воспроизводимостью результатов на многочисленных независимо проанализированных реализациях (в частности, тропических циклонах 2000, 2005, 2013 и 2015 гг.), соответствием общефизическим представлениям о динамике и эволюции исследованных процессов и принципиальным согласием с рядом известных теоретических оценок.

**Научная и практическая значимость.** Основные результаты, представленные в диссертации, получены в рамках исполнения государственных заданий ФАНО РФ по темам «ЦОХКИ» и «ЦОХКИ-1» и включены в 12 научно-технических отчетов. Ряд результатов получен в ходе работ по проектам РФФИ, в том числе выполненному в 2015–2017 гг. под руководством автора (грант РФФИ № 15-07-04422).

Развитая методика восстановления динамики полей геофизических параметров системы океан-атмосфера дает непосредственную возможность для качественного и количественного экспресс-анализа эволюции атмосферных процессов. Она может быть широко использована для оптимального пространственно-временного совмещения радиотепловых дистанционных данных с информацией независимых измерений, что открывает новые перспективы как для совместного анализа разнородной спутниковой информации, так и для калибровки и кросс-калибровки спутниковых радиометрических приборов. Расчеты адвективных потоков скрытого тепла могут быть использованы для дополнения и уточнения теоретических представлений и дальнейшего развития оперативных моделей эволюции быстроразвивающихся атмосферных явлений, в том числе, катастрофического характера. Высоко детальные временные ряды

меридиональных потоков скрытого тепла могут быть применены как для анализа синоптических режимов и климатических вариаций в отдельных регионах (например, в Арктике) на многолетних масштабах, так и в фундаментальных исследованиях формирования климата планеты в качестве нового типа информации, извлекаемой непосредственно из данных спутниковых измерений. Большое значение имеет обеспечение широкого научного сообщества свободным доступом к результатам массовой обработки спутниковых радиотепловых данных. Под руководством и при непосредственном участии автора спроектирован и развивается геопортал спутникового радиотепловидения (<http://fire.fryazino.net/tpw/>).

**Апробация работы.** Представленные в диссертации результаты докладывались на заседаниях Ученого совета ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН (2015) и Фрязинской секции Ученого совета ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН (2015, 2016); научно-квалификационных семинарах ФИРЭ им. В.А. Котельникова РАН по направлениям «Дистанционное зондирование земных покровов и атмосферы» и «Статистическая радиофизика» (2011–2018); семинарах Отдела исследования Земли из космоса ИКИ РАН «Физические основы микроволнового зондирования» (2011), Отдела динамики атмосферы ИФА им. А.М. Обухова РАН (2016), НИВЦ МГУ «Математическое моделирование геофизических процессов – прямые и обратные задачи» (2018); Школе-семинаре «Современные методы дистанционных исследований и прогноза параметров среды в Арктике» (Таруса, 2015); Седьмой школе-семинаре «Спутниковые методы и системы исследования Земли» (Таруса, 2016); Международных симпозиумах ESA Living Planet Symposium (Edinburgh, 2013), International Symposium on Remote Sensing of Environment (Sydney, 2011; Berlin, 2015); Международных конференциях «Дистанционное зондирование окружающей среды: научные и прикладные исследования в Азиатско-Тихоокеанском регионе» (Владивосток, 2013), «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (Москва, 2013); «Трансформация волн, когерентные структуры и турбулентность» (Москва, 2014); «Современные информационные технологии для научных исследований в

области наук о Земле» (Южно-Сахалинск, 2016); Всероссийских открытых ежегодных конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2011–2017), VIII Всероссийской конференции «Радиолокация и радиосвязь» (Москва, 2014); Всероссийских Армандовских чтениях (Муром, 2017, 2018).

**Личный вклад автора.** Автором лично:

- проведен анализ обратной задачи восстановления динамики атмосферных процессов по данным спутникового радиотеплового мониторинга, выработана общая концепция ее решения и синтезирована реализующая ее вычислительная схема;
- предложен и создан единый методический подход к детальному исследованию формирования и эволюции мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов, получивший название «спутниковое радиотепловидение»;
- спроектированы и реализованы блоки программно-математического обеспечения, осуществляющие этапы автоматизированной обработки спутниковой информации;
- выполнен анализ точности реализованной вычислительной схемы;
- предложена, разработана и программно реализована методика расчета адвективных потоков атмосферного скрытого тепла;
- произведена массовая обработка данных спутникового радиотеплового зондирования и выполнен анализ ее результатов в рамках сформулированных задач исследования эволюции тропических циклонов и атмосферных рек, расчета характеристик глобальной атмосферной циркуляции; результаты обработки также использованы для наполнения архива данных созданного по инициативе и под руководством автора геопортала спутникового радиотепловидения.

**Соответствие диссертации паспорту специальности.** Диссертация соответствует формуле специальности 01.04.03 «Радиофизика» и относится к области исследования, указанной в паспорте специальности под номером 5 в части «Разработка научных основ и принципов активной и пассивной



дистанционной диагностики окружающей среды, основанных на современных методах решения обратных задач. Создание систем дистанционного мониторинга гео-, гидросферы, ионосферы, магнитосферы и атмосферы».

**Публикации по теме диссертации.** Основные результаты диссертации представлены в перечисленных ниже 23 работах, проиндексированных в РИНЦ: 17 статьях в изданиях из перечня ВАК [Ермаков, 2018; Ермаков, Чернушич, 2017б; Ермаков, Чернушич, Шарков, 2016; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б,в, 2015а, 2016а,б, 2017а,б; Ермаков и др., 2011, 2012а,б, 2013а,б,в;], 2 – в других рецензируемых периодических научных изданиях [Ермаков, 2017а; Ермаков, Чернушич, 2017а]; 3 – в материалах международных и 1 – Всероссийской конференций [Ермаков, 2017б; Ермаков, Чернушич, Шарков, 2014а; Ermakov, 2017; Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015]. Среди указанных публикаций на момент завершения диссертации 7 проиндексированы в системе Web of Science (WoS), 11 – в Scopus. Индекс Хирша автора: в РИНЦ – 9, в WoS – 2, в Scopus – 4. Общее число цитирований работ автора в системе РИНЦ – 291.

**Структура и объем диссертации.** Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка сокращений и списка использованных источников из 265 наименований.

**Глава 1** раскрывает спутниковое радиотепловидение мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов как обратную задачу дистанционного зондирования Земли радиофизическими методами. В ней кратко охарактеризованы объекты исследования – мезомасштабные и синоптические атмосферные процессы (параграф 1.1); дан обзор истории развития и современного состояния методов спутниковой радиотепловой (пассивной микроволновой) диагностики атмосферы (параграф 1.2); описана общая постановка обратной задачи анализа динамики нижней тропосферы по периодическим дистанционным данным спутникового радиотеплового мониторинга Земли (параграф 1.3).

**Глава 2** посвящена подробному рассмотрению и анализу полученного в работе решения поставленной обратной задачи и открываемых им новых

возможностей исследования динамики атмосферы. Обсуждены физико-математические основания сформулированного подхода, базирующегося на алгоритмах «анализа оптического потока» и «оценки и компенсации движения» (параграф 2.1); особенности реализации (параграф 2.2) и результирующая точность (параграф 2.3) синтезированной расчетной схемы; ее итерационное расширение для эффективного использования максимального объема доступных данных, получаемых в разное время суток с разных носителей, (параграф 2.4) и возможности применения полученного решения для вычисления интегральных физически значимых характеристик исследуемых атмосферных процессов, в частности, мощностей реализуемых в них потоков скрытого тепла (параграф 2.5).

**В Главе 3** продемонстрированы возможности спутникового радиотепловидения для анализа динамических процессов эволюции тропических циклонов в полях геофизических параметров системы океан-атмосфера. Обсуждению результатов предпосланы краткий обзор традиционно используемых характеристик силы (интенсивности) тропического циклона (ТЦ) и основных концепций поиска и исследования источников энергии для его интенсификации и перехода в ураганную фазу (параграф 3.1), а также характеристика использованных спутниковых данных и методики их обработки и анализа (параграф 3.2). Далее на примере анализа эволюции десятка ТЦ показана связь между интенсификацией (диссипацией) ТЦ и усилением (ослаблением) конвергентных – направленных к центру ТЦ – адвективных потоков скрытого тепла, характеризующихся вариациями мощности, необходимыми и достаточными для объяснения энергетического баланса зрелых форм ТЦ, в том числе в стадии урагана/тайфуна высшей категории (параграфы 3.3, 3.4). Одновременно показано, что состояние верхнего деятельного слоя океана не определяет однозначно краткосрочную динамику развития ТЦ: при одном и том же состоянии океана ТЦ может проходить фазы быстрой интенсификации, диссипации или квазистационарного режима в зависимости от реализуемых адвективных потоков скрытого тепла и, соответственно, состояния и динамики крупномасштабных полей интегрального влагосодержания атмосферы (параграф 3.4). Для

демонстрации более широких возможностей развитой методики обработки и анализа дистанционных данных дополнительно рассмотрен случай эволюции тайфунов-близнецов (параграф 3.5).

**Глава 4** описывает возможности спутникового радиотепловидения для изучения синоптических атмосферных процессов на примере атмосферных рек (АР). Кратко описаны феномен АР и современные проблемы их исследования, предложены и проиллюстрированы примерами пути преодоления указанных проблем с помощью спутникового радиотепловидения (параграф 4.1); подробно описан новый алгоритм автоматического детектирования АР на основе интерполированных полей интегрального влагосодержания атмосферы, обеспечивающий возможность детального анализа «тонкой структуры» механизма глобальной атмосферной циркуляции (параграф 4.2); показана обеспечиваемая спутниковым радиотепловидением возможность вычисления потоков скрытого тепла, формирующихся в АР, и их сопоставления с «фоновыми» потоками вне АР (параграф 4.3).

В **Главе 5** возможности спутникового радиотепловидения применены для исследования характеристик глобальной атмосферной циркуляции на климатических значимых масштабах. Результаты расчетов охватили почти полный 15-летний временной интервал, образовав около 22000 пар скалярных полей интегрального влагосодержания размерами  $1440 \times 720$  элементов (регулярная глобальная координатная сетка с шагом  $0,25^\circ$ ) и соответствующих им векторных полей адвекции. Выполненный анализ реалистично воспроизвел зональную структуру атмосферы, границы ячеек циркуляции, преобладание зонального переноса над меридиональным и характерные скорости и направления адвекции в нижней тропосфере над всеми акваториями Мирового океана; годовые и сезонные вариации, проявляющиеся в миграции границ внутритропической зоны конвергенции и гармониках потоков скрытого тепла с периодами 0,033 месяца (сутки), 6 и 12 месяцев; среднее положение термического экватора на уровне  $5^\circ$  северной широты, конвергенцию потоков скрытого тепла в экваториальной зоне, средний положительный поток скрытого тепла из южного

полушария в северное. Таким образом, показано, что информация обо всех указанных свойствах атмосферной циркуляции непосредственно содержится в данных спутниковых наблюдений и может быть извлечена из них с помощью подхода спутникового радиотепловидения. Построены широтные распределения среднегодовых и сезонных меридиональных протоков скрытого тепла над Мировым океаном в целом, а также Тихим, Атлантическим и Индийским океанами. Полученные распределения находятся в качественном согласии с известными данными моделирования, а также с отмечаемой в ряде работ климатической тенденцией «расширения тропиков». Следует отметить, что спутниковое радиотепловидение, на данный момент, является уникальным инструментом извлечения информации такой степени полноты и детальности непосредственно из данных радиотеплового дистанционного зондирования и в этом качестве обладает серьезным потенциалом развития как одно из важнейших средств независимого контроля результатов, получаемых в рамках численных моделей глобальной циркуляции.

**Глава 6** посвящена описанию разработанного под руководством и при непосредственном участии автора геопортала спутникового радиотепловидения, основной целью которого было эффективное обеспечение независимых исследователей и исследовательских коллективов результатами обработки данных радиотеплового спутникового мониторинга Земли по алгоритмам спутникового радиотепловидения. Сформулирована общая концепция геопортала (параграф 6.1), описаны типы предоставляемых данных и сервисов работы с ними (параграф 6.2), продемонстрированы возможности дистанционной интерактивной работы как с архивными данными геопортала, так и с виртуально интегрированными свободно распространяемыми данными из других источников (параграф 6.3).

В **Заключении** резюмированы основные результаты диссертационной работы.

Объем диссертации составил 288 страниц, включая 9 таблиц и 67 рисунков.

**Благодарности.** Автор выражает глубочайшую признательность своему научному консультанту, профессору Е.А. Шаркову, который привлек его внимание к своей концепции «анимационного анализа» дистанционных данных для изучения глобального тропического циклогенеза, итогом чего стала представленная диссертация. Без помощи и поддержки Е.А. Шаркова на всех ключевых этапах исследования успешное решение поставленных задач было бы невозможно. Автор сердечно благодарит своего друга и соавтора по большому числу публикаций к.ф.-м.н. А.П. Чернушича за эффективное сотрудничество и полезные советы при создании программных блоков, реализующих алгоритмы спутникового радиотепловидения, а также за содержательные обсуждения полученных результатов. Автор глубоко признателен проф. Б.Г. Кутузе за неизменный интерес к теме исследования и ценные рекомендации при подготовке диссертации. Автор также искренне благодарен своим многочисленным коллегам, стимулировавшим его на написание представленной работы, и хотел бы особо отметить тех, кто любезно согласился критически вычитать фрагменты рукописей автореферата и текста диссертации: Б.Г. Кутузу, В.П. Саворского, М.Т. Смирнова, И.А. Репину, Е.В. Полякову.

## **ГЛАВА 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Настоящая глава раскрывает тему работы – спутниковое радиотепловидение атмосферных мезомасштабных и синоптических процессов – как обратную задачу дистанционного зондирования Земли радиофизическими методами. С этой целью в первом разделе дана краткая характеристика объектов исследования. Показано, что при исследовании формирования и (или) эволюции рассмотренных атмосферных процессов главным, и ряде случаев – определяющим, фактором, требующим тщательного количественного анализа, является адвекция (горизонтальное движение) водяного пара в нижней тропосфере. Получение в достаточных объемах надежной информации о влагосодержании нижней тропосферы обеспечивают, в первую очередь, спутниковые радиотепловые (пассивные микроволновые) наблюдения. Краткому обзору истории их развития посвящен второй раздел главы. Наконец, в третьей главе описана общая постановка обратной задачи анализа динамики нижней тропосферы по периодически измеряемым полям ее геофизических параметров. Результатом решения этой задачи являются не только восстановленные кинематические характеристики движения воздушных масс (скорости адвекции водяного пара в нижней тропосфере), но и важнейшие энергетические характеристики – интегральные горизонтальные потоки скрытого тепла (потенциальной энергии фазовых переходов атмосферной влаги) через заданные границы.

### **1.1. Краткая характеристика объектов исследования**

В настоящем разделе дана предварительная, краткая характеристика объектов исследования и обоснован выбор конкретных атмосферных явлений, рассмотренных в диссертационной работе. Их более подробное описание в контексте тематики диссертации сделано в начальных разделах соответствующих глав 3 – 5.

### 1.1.1. Мезомасштабные и синоптические атмосферные процессы

Исторически одним из основных классифицирующих признаков атмосферных процессов является их горизонтальный пространственный масштаб. Так, согласно определению в [Хромов, Мамонтова, 1974], синоптическая метеорология представляет собой учение об атмосферных макромасштабных процессах и о предсказании погоды на основе их исследования. Таким образом, синоптические процессы характеризуются максимальными (макроскопическими) масштабами и противопоставлены в этом отношении процессам «промежуточных масштабов» (мезомасштабным) и мелкомасштабным.

Изначально, разделение атмосферных процессов на синоптические и мезомасштабные было вызвано чисто феноменологическим подходом к их описанию. К синоптическим («наблюдаемым одновременно» [Воробьев, 2003]) были отнесены те атмосферные процессы, чьи характеристики можно восстановить благодаря синхронным наблюдениям на нескольких (порядка десятка) станций синоптической сети (при среднем расстоянии между станциями около 100 км) [Вельтищев, Степаненко, 2006]. Это дало пограничный масштаб порядка 1000 км. Мезомасштабными процессами, соответственно, были названы те, чьи горизонтальные размеры меньше 1000 км, но при этом слишком велики, чтобы наблюдения на единичных станциях (в отдельных точках) могли обеспечить их адекватное описание. Ограничение прямой видимости из фиксированной точки у поверхности Земли обусловило второй пограничный масштаб порядка 10 км. В итоге диапазон характерных горизонтальных размеров мезомасштабных процессов был принят равным 10 – 1000 км.

Интересно, что дальнейший прогресс синоптической и мезометеорологии и привлечение дополнительных физических соображений не привело к кардинальному пересмотру этой простой классификации, хотя выдвинуты многочисленные, зачастую взаимоисключающие, предложения по ее расширению и усложнению, см. рисунок 1.1. Так, в [Хромов, Петросянц, 2004; Orlandy, 1975], атмосферные процессы с характерным горизонтальным масштабом 200 – 2000 км и временем жизни порядка суток и недель отнесены к мезомасштабным, а в

[Pielke, 2002; Thunis, Bornstein, 1996] – к синоптическим (макромасштабным). К примерам атмосферных явлений таких масштабов относятся тропические циклоны и атмосферные фронты [Вельтицев, Степаненко, 2006]. Процессы масштаба 20 – 200 км единодушно отнесены к мезомасштабным. Ряд классификаций включает в число мезомасштабных и процессы с характерным горизонтальным размером от 2 до 20 км [Orlansky, 1975; Thunis, Bornstein, 1996]. Все классификации относят масштабы свыше 2000 км к синоптическим (макроскопическим), при этом многие выделяют собственно синоптический [Хромов, Петросянц, 2004] или «макро-β» [Orlansky, 1975; Thunis, Bornstein, 1996] масштаб (до 10000 км) и глобальный [Хромов, Петросянц, 2004] или «макро-α» [Orlansky, 1975; Thunis, Bornstein, 1996] масштаб (свыше 10000 км).

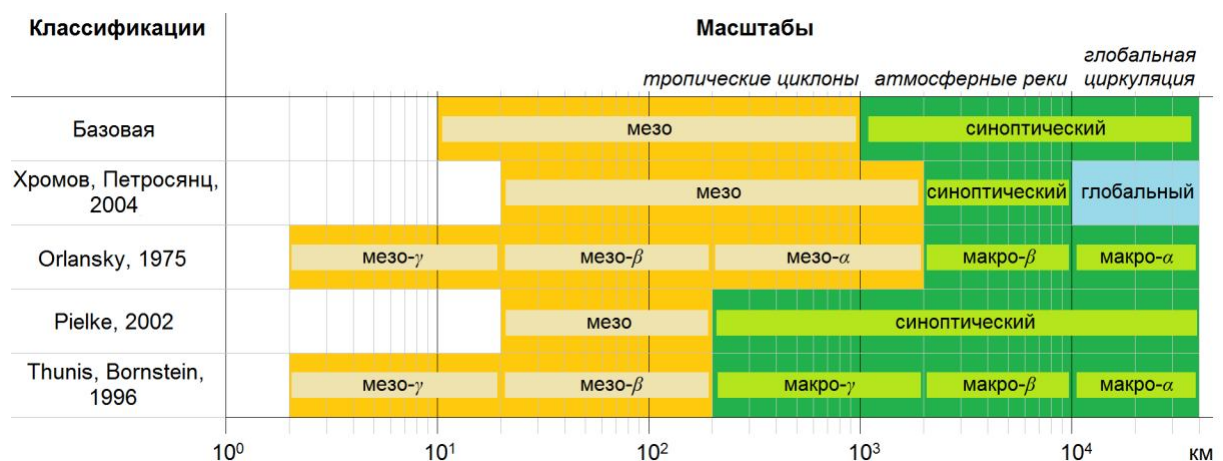


Рисунок 1.1 – Варианты классификации масштабов атмосферных процессов.

Приведенная схема дает простую и достаточную для целей диссертационного исследования картину многомасштабных атмосферных процессов. Для более глубокого изучения вопроса следует рекомендовать современное издание [Российский гидрометеорологический..., 2009], а также монографию [Голицын, 2013].

Многообразие атмосферных процессов разных масштабов не позволяет сосредоточить внимание на каждом из них. В связи с этим в диссертационной работе принят следующий подход. В качестве яркого представителя мезомасштабных явлений выбран тропический циклон. Исследованиям



тропических циклонов на основе спутникового радиотепловидения посвящена Глава 3. Аналогично, в качестве явлений синоптического масштаба в Главе 4 рассмотрены так называемые «атмосферные реки». Для демонстрации широкого спектра возможностей спутникового радиотепловидения в Главе 5 на основе этого подхода дан анализ характеристик глобальной атмосферной циркуляции за 15 лет (2003 – 2017 годы). Таким образом, в рамках единой методологии исследования охвачен практически весь диапазон актуальных горизонтальных масштабов  $10^2 - 10^4$  км. Нет принципиальных методических ограничений и для перехода к масштабам порядка  $10^1$  км. Для этого требуется повышение детальности спутниковых радиотепловых измерений по пространственному разрешению (до единиц километров) и периодичности обзора (до единиц часов), что лежит в русле современных мировых тенденций развития дистанционного зондирования Земли из космоса.

#### 1.1.2. Мезомасштаб: тропические циклоны

Тропические циклоны – атмосферные явления катастрофического характера, регулярно приводящие к человеческим жертвам и серьезному ущербу прибрежной инфраструктуры [Pielke, Pielke, 1997; Sharkov, 2000; Emanuel, 2003; Тимофеев, 2009]. Наряду с наиболее известным отличительным признаком зрелых тропических циклонов – ураганным ветром, превышающим (иногда существенно) 33 м/с, двумя другими факторами непосредственной опасности являются обрушение на берег штормовой (нагонной) волны и обильные осадки, вызывающие каскад стихийных бедствий при выходе циклона на сушу.

Характерной особенностью структуры тропического циклона, отличающей его от прочих тропических возмущений, является наличие центрального теплого ядра [Emanuel, 2003; Пальмен, Ньютон, 1973]. Зрелый тропический циклон можно разделить на следующие четыре области [Пальмен, Ньютон, 1973]: 1) внешняя область с возрастанием скорости ветра в направлении к центру и ограниченной конвекцией; 2) пояс ураганных ветров во внутренней части возмущения, характеризующийся линиями шквалов и сильной конвекцией; 3) внутренняя

область осадков, имеющая более или менее кольцевую форму, с сильными ливнями и шквалами с максимальными скоростями ветра («стена глаза бури»); 4) глаз бури, где наблюдается быстрое ослабление ветра в направлении к центру.

Краткая хронология научных исследований тропических циклонов дана, например, в [Emanuel, 2003; Шарков, 2005]. Именно в силу их характерных масштабов и особенностей формирования (над открытым тропическим океаном) наука долгое время не могла воссоздать целостную картину этих своеобразных и грозных природных явлений. Интересно отметить, что некоторые исторические артефакты можно трактовать как свидетельства знакомства древних, «примитивных» цивилизаций Америки со спиральной структурой тропического циклона (лекция К. Emanuel в Корнельском университете «How hurricanes respond to climate change» [Emanuel, 2017]).

Несмотря на кардинальный прогресс в изучении тропических циклонов, обеспеченный развитием технологий спутникового дистанционного зондирования, сохраняется большое число открытых проблем даже в принципиальных вопросах зарождения, эволюции, формирования траектории тропических циклонов [Emanuel, 2003; Шарков, 2010]. В частности, следует признать недостаточно удовлетворительными попытки выработки «локального» прогностического критерия так называемой быстрой интенсификации тропического циклона [Kaplan, DeMaria, Knaff, 2010], при которой максимальная скорость ветра возрастает на 15 м/с и более за сутки.

Одним из фундаментальных аспектов исследования тропических циклонов является изучение процессов энергообмена в системе океан-атмосфера на характерных для структуры тропического циклона пространственных масштабах и интервалах времени порядка единиц часов. Здесь следует отметить, что в большинстве современных публикаций пристальное и, возможно, чрезмерное внимание уделяется вертикальному потоку энтальпии, характеризующему непосредственную передачу энергии от океана к атмосфере в области, ограниченной размерами диаметра глаза бури. Хотя эта составляющая крайне важна для формирования и поддержания общей спиральной структуры циклона,

ее вклад в приходе-расход энергии тропического циклона весьма незначителен [Пальмен, Ньютон, 1973], что будет также проиллюстрировано в Главе 3 на конкретных примерах. При этом уже в ранних работах по тропическим циклонам, например, [Feret, 1856], указано, что интенсивность и продолжительность существования урагана зависят от количества водяного пара, поступающего в ураган с нижними воздушными течениями. Доминирующая роль адвекции скрытого тепла (горизонтального притока водяного пара) также многократно подчеркнута в [Пальмен, Ньютон, 1973] и продемонстрирована, в том числе, на результатах моделирования «среднего тропического циклона», а также реальных ураганов «Дези» и «Элен». Однозначный вывод состоит в том, что «...важнейшим источником полной энергии (тропического циклона) является боковой приток водяного пара во влажном приземном слое...», хотя «...поток скрытого и ощутимого тепла от морской поверхности также представляет источник тепла, которым пренебрегать нельзя». Таким образом, сама спиральная структура урагана, при благоприятных условиях, обеспечивает компенсацию диссипативных потерь энергии (и даже приводит к его интенсификации) за счет конвергенции скрытого тепла, вовлекая во взаимодействие окружающие воздушные массы, гораздо более протяженные, чем глаз бури.

Одной из вероятных причин недостаточного внимания к исследованию процессов адвекции скрытого тепла по спутниковым данным являются значительные методические трудности такого анализа. В традиционном, получившем широчайшее распространение «локальном» подходе к анализу данных дистанционного зондирования измерения в различных точках интерпретируются независимо друг от друга. Обобщение результатов анализа выполняется на заключительном этапе, как правило, в виде вычисления средних величин или других характеристик распределения восстановленных геофизических параметров. Такой подход оказывается достаточно эффективным в решении широкого спектра задач, в том числе и для оценок мгновенных значений вертикальных потоков скрытого тепла и энтальпии [Гранков, Мильшин, 2004]. Однако, изучение адвекции скрытого тепла требует восстановления

динамической картины процесса, т.е. анализа пространственно-временных связей в полях геофизических параметров. Решение этой задачи в подходе спутникового радиотепловидения применительно к исследованию эволюции тропических циклонов продемонстрировано в Главе 3.

В заключение этого параграфа следует также отметить, что, помимо исследования тропических циклонов как индивидуальных явлений, значительное внимание уделяется изучению глобального тропического циклогенеза в целом, как комплексного многомасштабного процесса [Голицын, 1997; Sharkov, 2000; Emanuel, 2003]. Будучи неотъемлемой компонентой глобальной циркуляции, тропический циклогенез, с одной стороны, испытывает влияние общих климатических изменений (проявление которых можно, в частности, ожидать в изменении статистики по частоте и интенсивности формирующихся тайфунов и ураганов), а с другой, сам активно участвует в перераспределении энергии в системе океан-атмосфера. В связи с этим интересно, например, упоминание в лекции К. Emanuel [Emanuel, 2017] о том, что средняя широта, на которой тропические циклоны достигают максимальной интенсивности, смещалась в последнее время к полюсам в обоих полушариях. Хотя в диссертации отмечена проблематика «глобального» подхода к исследованию тропического циклогенеза, основное внимание сосредоточено на изучении индивидуальных тропических циклонов.

### 1.1.3. Синоптический масштаб: атмосферные реки

Термин «атмосферные реки» восходит к работе [Newell et al., 1992], в которой авторы, отмечая «нитевидную структуру» в полях суточных потоков тропосферного водяного пара, проводят сравнение с «реками». Исследованные авторами «реки» («тропосферные реки») являлись протяженными (более 2000 км в длину) объектами с характерным временем жизни в несколько суток, образующими поток влаги, сопоставимый по интегральному расходу воды с потоком Амазонки. Собственно «атмосферными реками» этот феномен впервые назван, вероятно, в последующей работе [Zhu, Newell, 1994]. Авторы исследовали

аспекты взаимодействия атмосферных рек (АР) с внетропическими циклонами и показали, что существенную роль в усилении последних играет высвобождение скрытого тепла, адвекцию которого из тропических областей обеспечивают АР. Заслуживает внимания методика исследования: на основе результатов численного моделирования авторы строили векторные карты потоков скрытого тепла, наложенные на цветовые карты атмосферного давления для полудня и полуночи по единому времени; собирали из полученных карт хронологические последовательности для отдельных бассейнов Мирового океана и анализировали их как видеоряды.

В дальнейшем численное моделирование выявило существенную роль АР как фактора адвекции скрытого тепла в системе глобальной атмосферной циркуляции. Так в [Zhu, Newell, 1998] сделан вывод, что АР отвечают за «практически весь» меридиональный перенос скрытого тепла в средних широтах. С этой точки зрения дальнейшее изучение АР представляет фундаментальный научный интерес.

Хотя сам термин «атмосферные реки» до сих пор вызывает определенные возражения, и метеорологами предложен ряд альтернатив [Bao et al., 2006; Knippertz, Wernli, 2010], обозначаемое им явление привлекало в последние десятилетия все более широкое внимание и стало объектом всесторонних исследований, основанных как на моделировании, так и на анализе дистанционных данных, а также на сочетании этих подходов. В частности, было показано, что существенная часть экстремальных погодных явлений (штормовых ветров, ливневых дождей, снегопадов, наводнений, селей) в прибрежных материковых зонах средних широт связана с действием АР [Ralph et al., 2006; Leung, Qian, 2009; Guan et al., 2010; Ralph, Dettinger, 2011]. Это свидетельствует о большой практической значимости изучения АР.

Механизмы формирования и эволюции АР являются предметом активных исследований, и пока остаются проблемные аспекты их реалистичного воспроизведения в численных моделях [Gimeno et al., 2014]. Чрезвычайно актуальной стала задача систематического изучения АР на климатически

значимых масштабах и связанная с ней проблема автоматического детектирования АР и диагностики их параметров на фоне других атмосферных процессов. Подходы к решению последней проблемы развиваются в двух основных направлениях [Gimeno et al., 2014]: анализ пространственной структуры поля интегрального влагосодержания атмосферы по данным дистанционного зондирования [Ralph, Neiman, Wick, 2004; Matrosov, 2013], моделирования или реанализа [Dettinger et al., 2011] и анализ вертикально интегрированных адвективных потоков водяного пара по численным моделям [Zhu, Newell, 1998]. При этом, как отмечено выше, все более распространенным становится комплексный подход, сочетающий использование дистанционных данных и модельных оценок [Wick, Neiman, Ralph, 2013].

В [Wick, Neiman, Ralph, 2013] выделены следующие основные проблемы, возникающие при использовании данных спутникового радиотеплового мониторинга в исследовании климатологии АР:

- 1) пропуски данных в ряде случаев существенно затрудняют автоматическое детектирование АР;
- 2) численные критерии детектирования АР, разработанные на ограниченном объеме наблюдений над отдельными бассейнами Мирового океана, требуют проверки и уточнения для универсального применения в глобальном масштабе;
- 3) для повышения качества детектирования АР желательно иметь синхронные оценки полей интегрального влагосодержания и адвекции скрытого тепла.

В Главе 4 диссертации в частности показано, как перечисленные проблемы находят решение в рамках подхода спутникового радиотепловидения.

Нужно также отметить, что до недавнего времени основное внимание исследователей уделялось АР над северо-востоком Тихого океана в связи с их воздействием на погоду и климат запада США. Со значительным отставанием началось изучение АР над Северной Атлантикой, хотя их воздействие на погоду и климат Европы и Арктики может быть не менее значимым. В наименьшей степени исследованы АР над Индийским океаном (потенциально способные

простирает свое влияние до дальневосточного побережья России) и южным полушарием. В этой связи наибольшую актуальность приобретают универсальные методики анализа, позволяющие в рамках единого подхода исследовать AP одновременно над всеми акваториями Мирового океана.

#### 1.1.4. Глобальная атмосферная циркуляция

Рассмотрение глобальной атмосферной циркуляции как еще одного объекта исследования в диссертационной работе преследует две цели. Во-первых, это позволяет продемонстрировать подход и возможности спутникового радиотепловидения применительно к атмосферным процессам наиболее крупных масштабов порядка  $10^4$  км. Во-вторых, в отличие от предыдущих случаев, где малые размеры и (или) время существования явлений обусловили определенную избирательность обработки данных, в случае анализа глобальной циркуляции был необходим максимально полный анализ доступного массива информации спутникового радиотеплового мониторинга. Такой анализ наиболее отчетливо показывает универсальность примененного подхода. Ясно, что он в полной мере применим и к задачам регионального анализа, при обработке данных более высокой пространственно-временной детальности, для выделения отдельных мелкомасштабных факторов на фоне крупномасштабных синоптических процессов.

Важное преимущество глобальной атмосферной циркуляции как объекта исследования состоит в том, что ее средние характеристики, а также их типичные сезонные вариации в течение долгого времени являются предметом тщательного изучения на основе многолетних, постоянно расширяемых наборов разнообразных экспериментальных данных и все более детальных результатов численного моделирования [Пальмен, Ньютон, 1973; Peixoto, Oort, 1983; Дымников и др., 2005; Liu, Tang, 2005; Robertson et al., 2014]. В этом смысле расчеты, проведенные в рамках спутникового радиотепловидения независимо от предшествующих исследований, имеют надежный фундамент для проверки и подтверждения, выявления преимуществ и проблемных мест реализованной

методики анализа, обнаружения возможных трендов различных параметров общей циркуляции при сопоставлении длинных временных рядов.

С другой стороны, следует подчеркнуть, что изменения структуры и интенсивности глобальной атмосферной циркуляции являются одними из важнейших индикаторов вариаций климата Земли [Reichler, 2009; Pan et al., 2017]. Чрезвычайно актуальным направлением исследований является, в частности, комплексное (на базе обобщения и анализа дистанционных данных, реанализа и теоретико-численного моделирования климата) изучение выявленной сравнительно недавно тенденции «расширения тропиков» [Reichler, 2009]. Эта тенденция заключается в смещении границ внутритропической зоны конвергенции и ассоциированных с ней струйных потоков к полюсам в обоих полушариях и отчетливо прослеживается во временных рядах различных данных спутникового ДЗЗ (см. Главу 5), однако, пока недостаточно хорошо воспроизводится современными климатическими моделями. Поэтому чрезвычайно актуальны работы, развивающие новые подходы к детальному анализу структуры и эволюции глобальной циркуляции атмосферы на основе дистанционных данных.

Нужно иметь в виду, что процесс «расширения тропиков» в свою очередь способен вызвать дальнейшие климатические изменения, существенно влияющие на состояние глобальных экосистем Земли. Изменения меридионального распределения средних зональных ветров, сдвиг ветров западного переноса к высоким широтам приведет к опустыниванию засушливых территорий Африканского и Американских континентов [Hu, Fu, 2007; Reichler, 2009]. Изменению подвергнутся и другие экосистемы, вплоть до полярных широт, в частности, вследствие смещения характерных траекторий внетропических циклонов, а также более глубокого и частого проникновения в высокие широты тропических циклонов. Последняя тенденция, как указано в пункте 1.1.2, фактически, отмечается уже сейчас. Безусловно, воздействию указанных изменений подвергнется и климат Арктики, являющийся одним из ключевых факторов не только регионального, но и глобального состояния экосистем Земли.



В связи с этим некоторые аспекты исследования арктического региона средствами спутникового радиотепловидения рассмотрены в диссертации особо, хоть и в сжатой форме.

Общая структура атмосферной циркуляции и ее глобальная динамика отчетливо проявляются в полях интегрального влагосодержания, которые могут быть надежно восстановлены по данным спутникового радиотеплового зондирования. В главе 5 подход спутникового радиотепловидения применен для воспроизведения качественной картины и целого ряда конкретных количественных характеристик общей циркуляции атмосферы на основе анализа продуктов обработки пятнадцатилетних непрерывных глобальных спутниковых радиотепловых наблюдений.

#### 1.1.5. Общность объектов исследования в контексте спутникового радиотепловидения

Следует подчеркнуть, что все рассмотренные в диссертационной работе объекты исследования обладают общностью с точки зрения основного физического механизма – адвекции скрытого тепла в нижней тропосфере – обуславливающего их формирование (атмосферные реки), эволюцию (тропические циклоны), либо ряд важнейших крупномасштабных характеристик (глобальная циркуляция). В контексте прикладных задач важно еще раз напомнить, что и тропические циклоны, и атмосферные реки представляют серьезную угрозу для населения и инфраструктуры прибрежных районов. При этом, в силу закономерностей общей циркуляции ударам тропических циклонов, в основном, подвержены восточные побережья континентов, а от атмосферных рек, напротив, страдают, главным образом, западные побережья. Одним из важнейших (как в прикладном, так и в фундаментальном плане) аспектов связи этих процессов с глобальной циркуляцией и вариациями климата является осуществляемый ими перенос атмосферной влаги и скрытого тепла. Роль атмосферных рек в меридиональном переносе тропосферной влаги была подчеркнута выше. Определение вклада в этот процесс глобального тропического

циклогенеза остается открытой проблемой. Нужно отметить, что изменение частоты и интенсивности экстремальных и катастрофических погодных явлений рассматривается большинством исследователей как важный индикатор, связанный с климатическими изменениями и отражающий процессы крупномасштабной перестройки атмосферной циркуляции. Глубокое изучение подобных связей возможно на основе анализа баланса энергии в системе океан-атмосфера, одной из важнейших компонент которой является скрытая теплота.

Получение в необходимом объеме и с достаточным пространственно-временным разрешением адекватной информации о состоянии геофизических полей системы океан-атмосфера и, в частности, о нижней тропосфере обеспечено в выполненной работе привлечением и эффективным использованием доступных данных спутникового радиотеплового зондирования и продуктов их обработки. Краткий обзор методов, развитых в дистанционном зондировании для восстановления геофизических полей нижней тропосферы и границы океан-атмосфера, приведен в следующем разделе Главы 1. Описанию алгоритмов расчета динамических характеристик многомерных физических полей, в адаптированном виде положенных в основу подхода спутникового радиотепловидения, посвящен третий раздел главы.

## **1.2. Спутниковые радиотепловые исследования атмосферы Земли**

Эффективность СВЧ-радиометрического метода исследования атмосферы Земли (и, в особенности – нижней тропосферы) обусловлена сочетанием высокой прозрачности атмосферы в широких диапазонах микроволнового спектра и линий селективного радиотеплового излучения (и поглощения) некоторых ее газовых компонент, в первую очередь – кислорода и водяного пара. Особенности спектра собственного микроволнового излучения атмосферы определяются как процессами генерации излучения во всех ее слоях, так и ослаблением (поглощением и рассеянием) излучения на всем пути его распространения. Таким образом, измерение спектра радиотеплового излучения атмосферы дает

возможность извлечь количественную информацию о трехмерных полях ее геофизических параметров (температуры, газового состава, гидрометеоров).

Математически связь между радиоярким спектром и функцией распределения указанных параметров вдоль пути распространения излучения описывается сверткой вида интегрального уравнения Фредгольма, см., например, [Armand, Polyakov, 2004; Шарков, 2014; Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016]. В результате, задача восстановления трехмерной структуры атмосферы в общем случае оказывается математически некорректной: гипотетически допустимы существенно различные пространственные распределения атмосферных параметров, дающие неразличимые, в пределах погрешностей измерений, радиояркие спектры. Преодоление этой проблемы с помощью дополнительной информации возможно на базе математического аппарата, разработанного в [Тихонов, Арсенин, 1986]. Так, метод статистической регуляризации развит применительно к задачам дистанционного зондирования атмосферы в разных спектральных диапазонах [Турчин, Козлов, Малкевич, 1970; Кондратьев, Тимофеев, 1970; Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974; Степаненко, Щукин, Бобылев, 1987; Troitsky et al., 1993; Rodgers, 2000]. Развит подход, основанный на дополнительной информации о временных вариациях температуры и потоков тепла на поверхности раздела атмосферы и подстилающей поверхности, «тепловой истории» [Gaikovich, 1994, 1996, 1999, 2003a]. Предложены и другие перспективные альтернативы, например, феноменологический подход с использованием аппарата искусственных нейронных сетей [Поляков, Тимофеев, Виролайнен, 2014; Blackwell, 2005]. Существенное внимание уделяется совершенствованию приборной и методической базы экспериментальных исследований, например [Власов и др., 1990; Кадыгров, 1990; Власов, Кадыгров, Потапов, 1997; Kadygrov, Pick, 1998; Westwater et al., 1999; Кадыгров и др., 2013]. Проблема продолжает оставаться в фокусе актуальных научно-технических исследований [Стерлядкин и др., 2013].

Ситуация кардинально упрощается, если интерес представляют интегральные параметры атмосферы, такие как интегральное влагосодержание

(общая масса водяного пара в вертикальном атмосферном столбе с единичной площадью основания) и общий водозапас облаков. В этом случае на основе общей физической модели распространения микроволнового излучения удается построить упрощенные регрессионные связи между искомыми параметрами и регистрируемыми радиояркими температурами атмосферы. Уточнение («настройка») предложенных связей осуществляется путем сопоставления результатов реальных радиотепловых измерений с независимыми (например, радиозондовыми) данными. Построение всепогодных алгоритмов связано с необходимостью учета влияния плотной облачности [Башаринов, Кутуза, 1968; Аквилонова, Кутуза, 1978; Кутуза, Смирнов, 1980] и осадков [Кутуза, 1968; Смирнов, 1984; Kutuza et al., 1998; Илюшин, Кутуза, 2015].

При наблюдениях с летательных аппаратов необходимо также учитывать вклад в регистрируемый сигнал собственного и рассеянного излучения от подстилающей поверхности. Наиболее надежны оценки интегральных параметров атмосферы над океаном. Одна из главных причин этого заключается в возможности построения достаточно точной и универсальной малопараметрической модели влияния поверхности океана на регистрируемый радиояркий спектр восходящего излучения (ключевыми параметрами являются скорость приводного ветра, а также температура и соленость поверхностного слоя океана) [Hollinger, 1971; Wu, Fung, 1972; Переслегин, 1975; Sasaki et al., 1987; Трохимовский, 1997; Трохимовский и др., 2002]. Кроме того, собственное микроволновое излучение свободной от пены и льда водной поверхности, как правило, существенно меньше (характерный коэффициент излучения около 0,5), чем суши (коэффициент излучения может превышать 0,9) при той же термодинамической температуре. В дальнейшем, кроме особо оговоренных случаев, речь будет идти исключительно о радиотепловых наблюдениях системы океан-атмосфера и полях атмосферных параметров над океаном.

Принципиальную роль в решении поставленных в диссертационной работе задач играет детальный анализ состояния и эволюции глобальных и региональных

(над отдельными акваториями) полей интегрального влагосодержания атмосферы. В связи с этим центральным интересом представляют вопросы точности восстановления значений интегрального влагосодержания по спутниковым радиотепловым измерениям, детальность и полнота наблюдений (характерные размеры пространственного элемента, периодичность обзора заданной области, степень покрытия измерениями всех акваторий Мирового океана за сутки), а также их долговременная стабильность – возможность построения длинных, однородных по качеству хронологических рядов данных. Характеристике современного состояния дел в этой области целесообразно предпослать краткий исторический обзор.

### 1.2.1. Краткий исторический обзор

Как известно, быстрому прогрессу радиотеплового ДЗЗ на начальном этапе способствовал опыт экспериментальных и теоретических исследований в области радиоастрономии, где влияние атмосферы рассматривалось в качестве мешающего фактора, требующего учета и компенсации [Armand, Polyakov, 2004; Шарков, 2014; Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016; Ulaby, Moore, Fung, 1981]. Пионерским исследованием атмосферы как таковой с помощью СВЧ радиометрии были работы R.H. Dicke [Dicke, 1946; Dicke et al., 1946]. Безусловно, исторической вехой стал первый опыт радиотепловых наблюдений Земли со спутника, осуществленных в СССР («Космос-243», 1968, «Космос-384», 1970) [Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974, Гурвич, Кутуза, 2010].

В [Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974, с. 168] описаны первые опыты построения карт интегрального влагосодержания атмосферы  $Q$  над океанами на основе трассовых спутниковых измерений. Восстановленные значения  $Q$  в узловых подспутниковых точках, выбранных с шагом 200 км вдоль проекций нескольких последовательных орбит, образовывали основу для построения изолиний поля. Дополнительную коррекцию обеспечивали данные радиозондовых наблюдений. Среди прочего была исследована динамика полей  $Q$  путем сравнения карт, относящихся к нескольким последовательным суткам

наблюдений. Был, в частности, сделан вывод о том, что, хотя такие карты представляют собой, по сути, «развертку» наблюдаемого поля влагосодержания во времени (измерения на соседних витках разделены интервалом в 1,5 часа), в первом приближении их можно обрабатывать и анализировать как единое целое [там же, с. 169]. Следует отметить низкую пространственную детальность полученных карт, обусловленную, в том числе, несовершенством методики наблюдений при фиксированном (в надир) угле зрения.

Уже на спутнике «Nimbus-5», запущенном США в 1972 г., был установлен радиометр ESMR, осуществляющий электронное сканирование в плоскости, перпендикулярной траектории полета, что обеспечивало ширину полосы обзора в 3100 км. Однако, ESMR имел лишь один измерительный канал на частоте 19,35 ГГц, и его данные применяли, в основном, для получения качественной картины пространственного распределения интенсивных осадков и морского льда [Petty, 1990]. Значительно большее внимание привлекли данные многоканального радиометра NEMS [Staelin et al., 1975; 1976; Grody, 1976], установленного на том же «Nimbus-5» и, фактически, воспроизводившего схему надирных наблюдений, впервые реализованную на «Космос-243». Серьезному анализу были подвергнуты возможности восстановления интегрального влагосодержания атмосферы, детектирования плотной облачности и областей осадков, определения полного водозапаса облаков, предсказания развития штормовой активности, исследования радиационного бюджета Земли [Chang, Wilheit, 1979; Petty, 1990]. Были выявлены широкие перспективы совместного анализа данных ESMR и NEMS для существенно более точного восстановления геофизических параметров атмосферы и состояния морской поверхности [Staelin et al., 1976; Chang, Wilheit, 1979], что в итоге привело к выработке концепции наклонных (т.е. под углами зрения, значительно отклоняющимися от надира) двухполяризационных многочастотных измерений.

Эксперимент, осуществленный СССР в 1974 – 1976 гг. на спутнике «Метеор-18», стал очередным этапным шагом развития, реализовавшим СВЧ радиометрические поляризационные измерения. По данным измерений с

«Метеор-18» над морской поверхностью и ледяными полями выполнялись оценки интегрального влагосодержания атмосферы, водозапаса облаков, детектирование осадков, определение типа и положения фронтальных разделов, локализация зон осадков и их распределение по площади [Горелик и др., 1975; Алексеева, Домбковская, 1981].

Запущенные в 1975 г. на спутнике «Nimbus-6» новые приборы ESMR и SCAMS воплощали ряд идей, сформулированных по итогам первых экспериментов. Сканирующий микроволновый спектрометр SCAMS был существенным развитием NEMS, осуществлявшим сканирование перпендикулярно направлению полета в полосе шириной 2400 км на нескольких частотах, рисунок 1.2. Новый ESMR впервые реализовывал коническую геометрию сканирования (при фиксированном наклоне луча зрения к местной нормали) в полосе шириной 1270 км, выполняя двухполяризационные измерения на частоте 37 ГГц. Совместное использование данных измерений SCAMS и ESMR позволило, в частности, значительно улучшить точность оценок интегрального влагосодержания атмосферы, как показали сравнения с радиозодовыми данными [Grody, Gruber, Shen, 1980].

В 1978 г. в эксплуатацию был введен прибор нового поколения – сканирующий многоканальный микроволновый радиометр SMMR [Gloersen, Varath, 1977]. Как и последний ESMR он осуществлял двухполяризационные измерения при конической геометрии сканирования (впервые сканирование было реализовано механически, за счет вращения антенны). Как и в приборах NEMS и SCAMS измерения были многочастотными, набор частот был оптимизирован с учетом предыдущего опыта и новых задач, рисунок 1.2. SMMR предназначался для получения оценок температур поверхности океана, скорости приводного ветра, площади ледяного покрова и возраста льдов, интегрального влагосодержания атмосферы и полного водозапаса облаков, интенсивности осадков и некоторых других геофизических параметров прежде всего в интересах метеорологии, океанографических исследований, для прогноза погоды. Еще одним ключевым новаторским шагом стал одновременный запуск двух

идентичных копий прибора на спутниках «Seasat-A» и «Nimbus-7». Именно опыт эксплуатации этого прибора, по-крайней мере, в рамках американской программы развития радиотеплового спутникового ДЗЗ, позволил выявить и, с течением времени, устранить ряд концептуальных недостатков как в приборной базе, так и в подходах к решению обратных задач при восстановлении геофизических параметров системы океан-атмосфера Земли [Petty, 1990].

Рубежным событием представляется включение в 1987 г. в состав аппаратуры спутников долгосрочной исследовательской программы DMSP (Defense Meteorological Satellite Program, Оборонная метеорологическая спутниковая программа США) сканирующих радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). Основной решаемой с их помощью задачей было восстановление глобальных распределений интегральных параметров атмосферы над океаном (влаго содержания, водозапаса облаков, интенсивности осадков), а также скалярных полей приводного ветра. Одновременно с ними на тех же спутниках устанавливались сканеры-зондировщики SSM/T, нацеленные на восстановление вертикальных температурных профилей атмосферы.

В дальнейшем, в соответствии с программой, функциональность SSM/I и SSM/T была объединена в сканирующем радиометре-зондировщике SSMIS (с 2003 г.). SSM/I стал первым серийным спутниковым радиометром, обеспечившим непрерывный мониторинг Земли на протяжении нескольких десятков лет. Начиная с 1991 г. на орбите непрерывно функционируют как минимум два (с 1995 г. – три) копии приборов SSM/I (SSMIS) одновременно. Это обеспечило выход на качественно новый уровень радиотеплового спутникового мониторинга Земли, в том числе в аспектах калибровки измерений и восстановления геофизических параметров системы океан-атмосфера [Hollinger, 1988; Petty, 1990].

Прогресс в точности восстановления интегральных геофизических параметров атмосферы был закономерно связан с развитием приборной базы и увеличением объемов доступных для анализа спутниковых измерений.



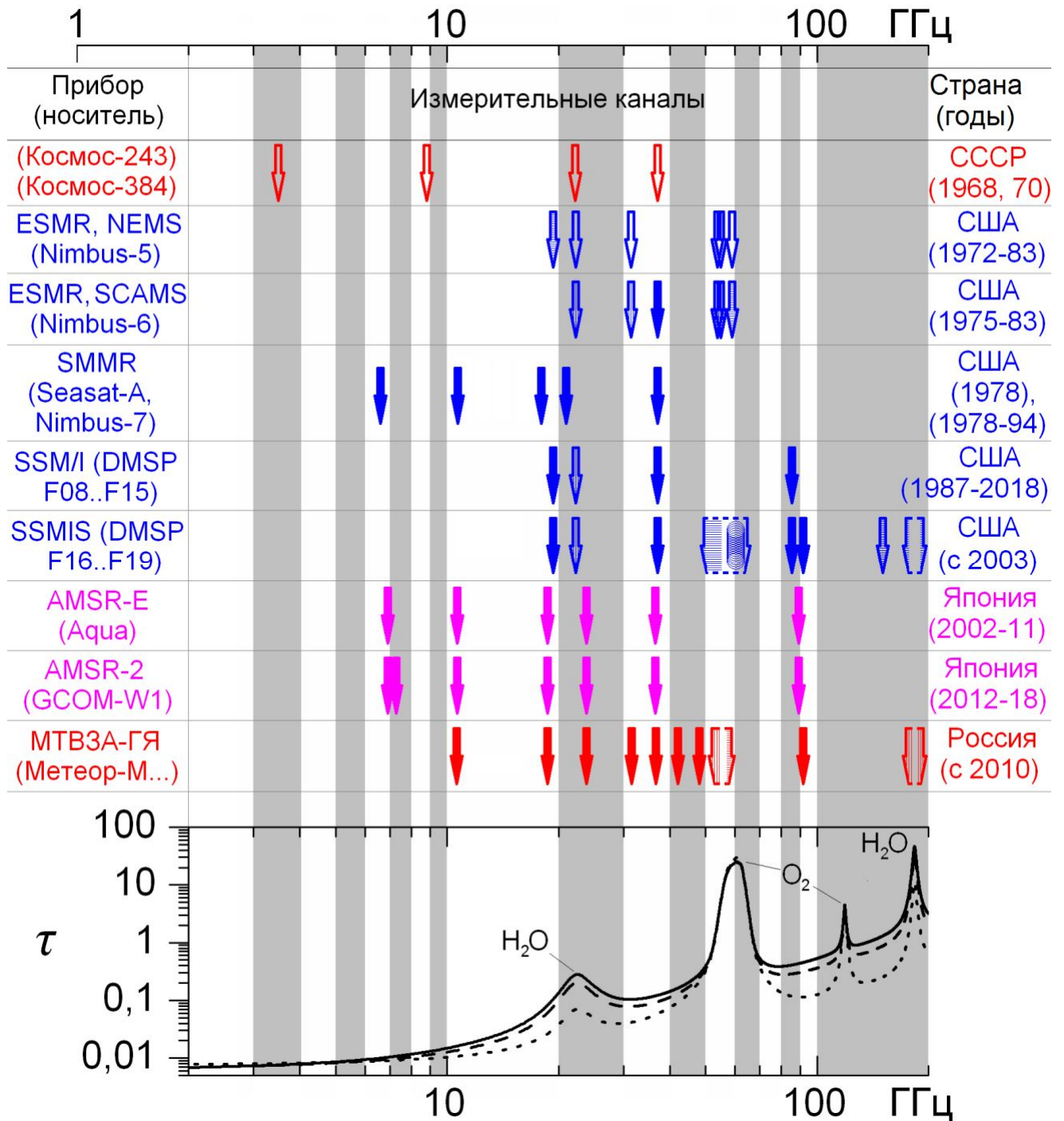


Рисунок 1.2 – Расположение измерительных каналов некоторых спутниковых СВЧ-радиометров (стрелки) относительно спектра оптической толщины атмосферы в диапазоне 1 – 200 ГГц: незаполненные стрелки – измерения в надир; с вертикальной/горизонтальной/круговой штриховкой – измерения на вертикальной/горизонтальной/круговой поляризациях при поперечном сканировании; закрашенные стрелки – двухполяризационные измерения при поперечном сканировании. Внизу на графике спектральный ход оптической толщины стандартной атмосферы  $\tau$ : сплошная линия – в тропических широтах; длинный пунктир – в умеренных широтах летом; короткий пунктир – в умеренных широтах зимой.

Так, в [Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974] и ряде описанных в этой монографии ранних работ использовалась линейная регрессия, связывающая интегральное влагосодержание атмосферы  $Q$  в  $\text{г/см}^2$  с измеренной в надир яркостной температурой уходящего излучения  $T_{1,35}$  на длине волны 1,35 см. Коэффициенты регрессии оценивались по сопоставлению модельных расчетов с реальными данными радиозондирования. В частности, для анализа результатов спутниковых измерений в [Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974] применялось следующее соотношение:

$$T_{1,35} = 18Q + 127. \quad (1.1)$$

Там же рассмотрена возможность коррекции оценок (1.1) при наличии облачности с использованием данных измерений на волне 0,8 см,  $T_{0,8}$ . В результате применения алгоритма совместной обработки измерений  $T_{1,35}$  и  $T_{0,8}$  среднеквадратичное отклонение оценок  $Q$  по спутниковым данным от результатов радиозондовых измерений (на выборке из 38 сеансов в отсутствии осадков) составило  $0,2 \text{ г/см}^2$  ( $2 \text{ кг/м}^2$ ) [там же, с. 164].

Аналогичные регрессии применялись и при анализе данных радиотепловых измерений с первых американских спутников «Nimbus-5», «Nimbus-6». Однако уже для интерпретации данных SMMR было предложено несколько альтернативных алгоритмов, применявших регрессионную связь интегральных геофизических параметров атмосферы и нелинейных функций яркостных температур [Wilheit, Chang, 1980; Petty, 1990]. Одна из первых попыток введения нелинейности путем одновременного (эмпирического) учета региональных и климатических особенностей была осуществлена в так называемых алгоритмах Hughes [Petty, 1990], предложенных для анализа данных измерений SSM/I до его запуска. Эти алгоритмы моделировали нелинейность с помощью кусочно-линейных регрессий, коэффициенты которых были функциями географических координат. Вскоре после получения первых данных SSM/I было установлено, что

алгоритмы Hughes не могут обеспечить изначально заявленной точности оценок интегральных геофизических параметров атмосферы [там же]. В итоге сформировались три основные группы подходов к введению нелинейности. Две из них различаются видом функциональной связи: «логарифмические» подходы строят регрессии между искомыми геофизическими параметрами и логарифмами яркостных температур [Wilheit, Chang, 1980; Schluessel, Emery, 1990; Petty, 1990; 1994; Lojou, Bernard, Eymard, 1994; Wentz, 1995; Ruprecht, 1996], «полиномиальные» используют степенные многочлены от яркостных температур [Alishouse et al., 1990; Sun, Weng, 2008]. Используются и комбинации этих подходов, например [Schluessel, Emery, 1990]. Ниже в качестве примера перечислены некоторые из предложенных регрессионных выражений для интегрального влагосодержания  $Q$  (кг/м<sup>2</sup>), полученные в замкнутой форме относительно яркостных температур в каналах SSM/I:  $T_{19V}$ ,  $T_{19H}$ ,  $T_{22V}$ ,  $T_{37V}$ ,  $T_{37H}$ ,  $T_{86V}$  (К), где нижний индекс обозначает (округленную) частоту в ГГц и поляризацию принимаемого излучения.

Так, согласно [Petty, 1990],

$$Q = 11,98 \ln(280 - T_{19V}) + 42,06 \ln(280 - T_{19H}) - 54,36 \ln(280 - T_{22V}) - 20,5, \quad (1.2)$$

в то время как в [Petty, 1994]

$$Q = 171,4 + 4,638 \ln(300 - T_{19V}) - 61,76 \ln(300 - T_{22V}) + 19,58 \ln(300 - T_{37H}), \quad (1.3)$$

В [Ruprecht, 1996] расчет осуществляется следующим образом:

$$Q = 131,95 - 39,50 \ln(280 - T_{22V}) + 12,49 \ln(280 - T_{37V}), \quad (1.4)$$

а в [Wentz, 1995] (цитируется по [Sohn, Smith, 2003]) предложено:

$$Q = 88,76 + 43,289 \ln(290 - T_{19V}) - 62,217 \ln(290 - T_{22V}), \quad (1.5)$$

В [Schluessel, Emery, 1990] приведены регрессионные соотношения

$$Q = 22,15 - 4,116 \ln(280 - T_{22V}) - 0,001777(T_{19V} - \ln(280 - T_{22V})), \quad (1.6)$$

$$Q = 23,82 - 4,059 \ln(280 - T_{22V}) + 0,02451(\ln(280 - T_{22V}) - T_{37V}), \quad (1.7)$$

$$Q = 22,73 - 3,969 \ln(280 - T_{22V}) - 0,03423(T_{37V} - T_{86V}^{0,8}). \quad (1.8)$$

В [Lojou, Bernard, Eymard, 1994] построена регрессия

$$Q = 20,75 - 2,582 \ln(280 - T_{19H}) - 0,3919 \ln(280 - T_{19V}) - \\ - 3,610 \ln(280 - T_{22V}) + 2,729 \ln(280 - T_{37H}) - 0,5118 \ln(280 - T_{37V}). \quad (1.9)$$

Наконец, в [Alishouse et al., 1990] дано выражение

$$Q = 232,894 - 0,149T_{19V} - 1,829T_{22V} - 0,370T_{37V} + 0,0062T_{22V}^2, \quad (1.10)$$

а в [Sun, Weng, 2008] осуществлена его дополнительная коррекция с целью повышения точности оценок при экстремальных погодных условиях в виде

$$Q = -3,753 + 1,507Q_A - 0,1933Q_A^2 + 0,00219Q_A^3, \quad (1.11)$$

где  $Q_A$  – значение, полученное при расчете по формуле (1.10).

Следует обратить внимание на то, что в оригинальной статье [Alishouse et al., 1990] допущена опечатка в знаке последнего коэффициента регрессии. Исправленные формулы можно найти, например, в [Sohn, Smith, 2003; Sun, Weng, 2008].

Третья группа подходов реализует метод последовательных приближений величин искомым геофизических параметров, дающих наилучшее соответствие между реально измеренными и промоделированными значениями радиояркостных температур, например [Wentz, 1997], см. также [Petty, 1990; Sohn, Smith, 2003]. В этом случае нельзя привести выражение для  $Q$  в явном виде, поскольку имеется только модель радиояркостного спектра системы океан-атмосфера, параметризованная искомыми геофизическими параметрами, и алгоритм обращения системы уравнений для восстановления значений этих параметров при заданных значениях измеренных радиояркостных температур.

Многообразие описанных подходов вызвало необходимость их тщательного взаимного сравнения как для выбора наиболее оптимального, так и для выявления причин взаимных расхождений и, по возможности, устранения имеющихся ошибок и получения более точных решений [Wentz, 1995; Hollinger, 1988; Sohn, Smith, 2003; Sun, Weng, 2008]. К настоящему времени наиболее широкое признание в качестве надежного *глобального* (т.е., универсально применимого во всех акваториях системы океан-атмосфера) алгоритма получил алгоритм, развитый в работе [Wentz, 1997]. Он проходит регулярное уточнение и обновление, в том числе для адаптации к данным новых спутниковых радиометров. Фактически, он является документированным стандартом, принятым для потоковой обработки данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли в компании RSS (Remote Sensing Systems, Системы Дистанционного Зондирования, США). Обновленные версии алгоритма применяются не только для обработки вновь поступающей информации, но и для повторной обработки электронных архивов, что обеспечивает построение непрерывных долговременных рядов глобальных наблюдений интегральных геофизических параметров атмосферы, в том числе, в интересах климатических исследований.

### 1.2.2. Современное состояние

Программа DMSP остается уникальной космической миссией, обеспечивающей получение глобальной, регулярной, долговременной, однородной по качеству информации спутникового радиотеплового мониторинга Земли. На основе измерений SSM/I и SSMIS радиотепловых полей системы океан-атмосфера сформирован и ведется ряд специализированных электронных архивов, как за рубежом, так и в России. Компания RSS осуществляет долгосрочный проект по ведению и оперативному пополнению электронного архива продуктов обработки данных спутникового радиотеплового мониторинга. Этот архив содержит, среди прочего, глобальные поля интегрального влагосодержания атмосферы, полного водозапаса облаков и других геофизических параметров, рассчитываемых на регулярной географической сетке с шагом  $0,25^\circ$ . Информация архива охватывает интервал непрерывных радиотепловых спутниковых наблюдений с июля 1987 года и на текущий момент открыта для использования в научных целях без каких-либо ограничений. Качество информации получило широкое признание мирового научного сообщества, и продукты RSS востребованы при решении большого круга задач метеорологии и климатологии.

Безусловно, ориентированность на данные уникальной космической миссии представляет источник уязвимости для любой долгосрочной исследовательской программы. Так, в феврале 2016 года был утрачен спутник DMSP F19 (запущенный последним в серии в 2014 году) из-за проблем с блоком управления и контроля. Запуск следующего спутника, ранее намеченный на 2020 год, вероятно, не состоится до 2023 года из-за проблем с финансированием [DMSP F19..., 2016]. В настоящее время получение достаточно полной оперативной информации осуществляется благодаря ранее запущенным спутникам F16, F17, F18, чье время функционирования на орбите уже существенно превысило гарантийный пятилетний срок.

В этой ситуации особенную значимость приобретают усилия других стран, направленные на развитие собственных или совместных миссий космического

радиотеплового мониторинга Земли. В контексте тематики диссертации следует особо выделить космические исследовательские программы Японии и России.

Серия сканирующих радиометров AMSR по ряду технических характеристик демонстрирует значительные преимущества над серией SSM/I и SSMIS. Так, прибор AMSR-2, созданный японским аэрокосмическим агентством (JAXA) в дополнение к измерительным каналам, близким к каналам SSM/I, имел ряд низкочастотных каналов (6,925 ГГц, 7,3 ГГц, 10,65 ГГц, см. рисунок 1.2), что позволяло получать более точную информацию о состоянии подстилающей поверхности. Двухполяризационные измерения на всех частотах открывали дополнительные возможности для восстановления интегрального влагосодержания атмосферы над сушей [Du et al., 2017]. Большой диаметр зеркала антенной системы (2 м) обеспечил вдвое более высокое пространственное разрешение, чем у SSMIS (до 5 км в высокочастотном канале 89,0 ГГц) [Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016].

Прибор AMSR-2 функционировал на орбите (на спутнике GCOM-W1) в период с 2012 по 2018 годы. Запуск следующего аналогичного прибора планируется на спутнике GCOM-W2 в 2019 году. Его предшественниками были проработавший чуть менее года (2002 – 2003) на спутнике ADEOS-2 прибор AMSR и более успешный, созданный в рамках кооперации с NASA и запущенный на спутнике Aqua прибор AMSR-E. Срок работы последнего составил более 9 лет (2002 – 2011).

Существенный интерес представляет также серия сканеров/зондировщиков МТВЗА российской разработки [Черный и др., 2003; Наконечный и др., 2004; Болдырев и др., 2008]. Так, МТВЗА-ГЯ имеет 49 рабочих каналов в диапазоне от 10 до 184 ГГц. В настоящее время (2018 г.) функционируют два экземпляра этих приборов на спутниках «Метеор-М №2» и «Метеор-М №2-2». Перспективный прибор МТВЗА-ГЯ-МП, запуск которого планируется после 2021 года, представляет новый важный этап в развитии этой серии. Одной из проблемных сторон данной космической программы является отсутствие, на текущий момент, развитой инфраструктуры информационного обеспечения пользователей в

интерактивном режиме, которая бы обеспечила оперативный доступ к необходимым выборкам данных или всей их совокупности. В особенности это касается возможности получения в потоковом режиме продуктов глубокой обработки первичной информации, доведенных до уровня полей восстановленных геофизических параметров. Обеспечение этой возможности сделает описанную космическую программу серьезной альтернативной миссии DMSP в части спутникового радиотеплового мониторинга Земли.

Более развернутые обзоры современных, перспективных и завершенных к настоящему времени программ спутникового радиотеплового зондирования Земли можно найти, например, в работах [Kramer, 2002; Данилычев и др., 2014; Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016].

Кардинально возросшие, по сравнению с ранними экспериментами, объемы и качество информации спутникового радиотеплового мониторинга, ее успешное и все более активное применение в задачах метеорологии и климатологии, позволили выйти на новый уровень обобщения накопленного опыта [Тимофеев, 2009; Observing Systems..., 2011–2018]. Так, Всемирная метеорологическая организация (WMO) запустила проект OSCAR (Observing Systems Capacity Analysis and Review Tool, Инструмент анализа и обзора возможностей систем наблюдения), который позволяет сопоставлять характеристики качества и объемов различных данных дистанционного мониторинга Земли и продуктов их обработки с реальными потребностями, сформулированными в рамках тех или иных практических и фундаментальных задач. Таким образом, все стандартные продукты обработки дистанционных данных, как и требования, предъявляемые к ним, оказываются «паспортизованными», что является, безусловно, крайне важным элементом междисциплинарного сотрудничества. В качестве примера ниже приведена таблица 1.1, составленная по «паспорту» WMO OSCAR для интегрального влагосодержания.

Три значения, приведенные в каждой ячейке Таблицы 1.1 (кроме колонки «Задачи» и «Географическая зона»), задают три уровня требований (сверху вниз в соответствии с классификацией WMO): «целевые» (goal), «прорывные»



(breakthrough) и «пороговые» (threshold). Как показывает анализ Таблицы 1.1, по точности восстановления интегрального влагосодержания методы спутникового радиотеплового мониторинга атмосферы выходят на «целевой» уровень, а по пространственному разрешению в основном соответствуют или приближаются к «прорывному». Наиболее актуальной задачей является обеспечение более высокой периодичности обновления данных о состоянии атмосферы (за счет наращивания группировки спутников дистанционного зондирования, либо – что является предметом диссертационной работы – специальных средств динамического анализа имеющихся дистанционных данных). Важным аспектом является своевременность спутниковой информации, т.е. ее оперативная доступность, особенно в задачах краткосрочного и сверхкраткосрочного прогноза погоды. Здесь существенную роль играет не только эффективность алгоритмов обработки первичной информации, но и развитость инфраструктуры информационного обеспечения потенциальных пользователей.

Таблица 1.1. Требования к параметрам спутниковых измерений интегрального влагосодержания атмосферы по данным WMO OSCAR

Задача	Погрешность измерений	Горизонтальное разрешение	Периодичность обзора	Своевременность	Географическая зона
Климатический анализ	1,0 кг/м <sup>2</sup>	50 км	3 часа	7 дней	Глобальное покрытие
	1,4 кг/м <sup>2</sup>	100 км	4 часа	14 дней	
	3,0 кг/м <sup>2</sup>	200 км	6 часов	60 дней	
Глобальный ЧПП*	1,0 кг/м <sup>2</sup>	15 км	60 минут	6 минут	Глобальное покрытие
	2,0 кг/м <sup>2</sup>	50 км	6 часов	30 минут	
	5,0 кг/м <sup>2</sup>	250 км	12 часов	6 часов	
ЧПП высокого разрешения	1,0 кг/м <sup>2</sup>	0,5 км	15 минут	15 минут	Глобальное покрытие
	2,0 кг/м <sup>2</sup>	5 км	60 минут	30 минут	
	5,0 кг/м <sup>2</sup>	20 км	6 часов	2 часа	
Сверхкраткосрочный ЧПП	1,0 кг/м <sup>2</sup>	5 км	15 минут	5 минут	Глобальное покрытие
	2,0 кг/м <sup>2</sup>	10 км	30 минут	10 минут	
	5,0 кг/м <sup>2</sup>	50 км	60 минут	30 минут	

\* Численный прогноз погоды

Следует отметить, что представленный краткий обзор коснулся лишь так называемых *глобальных*, т.е. универсально применимых в разных географических областях и условиях наблюдений, алгоритмов. В задачах регионального анализа имеются широкие возможности дальнейшего улучшения точности

восстановления геофизических полей атмосферы за счет привлечения дополнительной информации. В качестве таковой могут быть использованы как данные независимых наблюдений текущего состояния атмосферы, так и статистика характерных распределений параметров системы океан-атмосфера и (или) корреляционных связей между ними в заданном регионе [Караев и др., 1983; Mitnik, Mitnik, 2003]. Аналогичные подходы применимы и для более точной диагностики узкого класса состояний системы океан-атмосфера, например, при экстремальных погодных условиях [Zabolotskikh, Mitnik, Chapron, 2013]. Однако, как указано выше, точность глобальных алгоритмов представляется вполне достаточной при решении задач диссертационной работы. Центральный интерес представлял динамический анализ геофизических полей, и связанные с ним проблемы рассмотрены в следующем разделе и в Главе 2. При этом, однако, нет методических ограничений для использования результатов комбинированных расчетов по различным алгоритмам и данным разных приборов в рамках спутникового радиотепловидения, что продемонстрировано в диссертации с помощью мультисенсорного подхода.

### **1.3. Анализ динамики нижней тропосферы по дистанционным данным**

Задачи восстановления и анализа динамики геофизических полей атмосферы, в том числе – нижней тропосферы, изучались в рамках СВЧ-радиометрического метода исследований с самых ранних этапов развития спутникового радиотеплового мониторинга Земли [Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974; Радиофизические исследования..., 1977]. Спектр рассматриваемых здесь вопросов и анализируемых динамических характеристик среды чрезвычайно широк, как по масштабам, так и по типам изучаемых физических процессов, например, [Gaikovich, Troitsky, 1998; Gaikovich, 2003b; Kadygrov, Shur, Viazankin, 2003; Гранков, Мильшин, 2004]. Далее внимание сфокусировано лишь на следующих основных аспектах: 1) возможность расчета краткосрочной эволюции геофизических полей, в частности, расчета их состояния в коротком интервале времени между последовательными наблюдениями; 2) возможность расчета

характеристик атмосферных движений, прежде всего – скоростей адвекции воздушных масс; 3) как следствие первых двух возможностей – возможность расчета интегральных характеристик горизонтального массо- и энергообмена в атмосфере.

Как отмечено выше, ранние попытки анализа глобальных геофизических полей атмосферы и их динамики в общем контексте задач метеорологии были предприняты уже на основе данных первого космического эксперимента по радиотепловому зондированию Земли «Космос-243» [Гурвич, Демин, Домбковская, 1970; Обухов и др., 1971; Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974]. Были предложены подходы к статистическому анализу совокупности дистанционных данных, обладающих пространственно-временной связностью, например, [Саворский, 1992], но существенными ограничениями являлись сравнительно малый объем информации и низкая пространственная детальность.

Одной из важных компонент динамики системы океан-атмосфера, безусловно, является поле приповерхностного ветра. В то же время, приповерхностный ветер является фактором, существенно влияющим на регистрируемое из космоса радиотепловое излучение системы океан-атмосфера за счет изменения состояния поверхности океана. Восстановление глобальных полей приводного ветра всегда рассматривалось в качестве одной из основных задач спутникового радиотеплового зондирования Земли. Были исследованы и возможности использования этих полей в сочетании с полями интегрального влагосодержания атмосферы для анализа атмосферной циркуляции водяного пара и скрытого тепла. В работах [Liu, 1986; 1988] такой подход был реализован для получения оценок среднемесячных адвективных (горизонтальных) потоков скрытого тепла над поверхностью океана, «частично основанных на удивительно хорошей статистической взаимосвязи между интегральным влагосодержанием атмосферы и относительной влажностью воздуха у поверхности» [Petty, 1990]. Важно отметить, что примененный подход опирался исключительно на данные реальных спутниковых радиотепловых наблюдений.

Развитием этих идей стал синтетический подход, описанный в [Liu, Tang, 2005]. Авторы применили технологию искусственных нейронных сетей для восстановления эффективных (интегральных по высоте) значений скорости и направления адвекции водяного пара по скаттерометрическим измерениям скорости приводного ветра и ряду дополнительных параметров (время, географические координаты места и т.д.). Полученные оценки были обработаны совместно с полями интегрального влагосодержания атмосферы, восстановленными по данным спутникового радиотеплового мониторинга. В итоге, несмотря на известные проблемные аспекты, удалось получить реалистичные оценки среднесезонных меридиональных и зональных потоков скрытого тепла в широтном поясе от  $40^\circ$  ю.ш. до  $40^\circ$  с.ш. в четырехлетнем интервале наблюдений (1999 – 2003) [там же]. Краткий обзор современных подходов синтетического типа содержится в статье [Robertson et al., 2010].

Следует отметить, что во всех приведенных работах рассмотрены оценки динамических характеристик (скоростей адвекции, потоков тепла), усредненные на значительных (месячных, сезонных) интервалах времени. Детальному воспроизведению краткосрочной динамики препятствует использование статистических (корреляционных) связей между искомыми и непосредственно восстанавливаемыми по дистанционным данным характеристиками. Как следует из результатов работы [Wimmers, Velden, 2011], для адекватного описания эволюции поля интегрального влагосодержания атмосферы на полусуточных интервалах с разрешением порядка 10 – 20 км, требуется знать не только поле приводного ветра, но и поля ветров на нескольких дополнительных горизонтах в нижней тропосфере. Однако, извлечь эту информацию из дистанционных данных на основе «точечных» подходов, интерпретирующих измерения в каждом пространственном элементе обзора (пикселе) независимо друг от друга, невозможно. В этом состоит основная особенность задачи по сравнению, например, с задачей оценки вертикальных потоков тепла в системе океан-атмосфера. Принципиальным решением является привлечение так называемых

алгоритмов анализа оптического потока [Horn, Schunck, 1981; Anandan, 1989; Barron, Fleet, Beauchemin, 1994].

Применительно к задаче анализа атмосферной динамики эти алгоритмы были использованы для автоматизированной обработки данных геостационарных спутников. Суть их заключается в реконструкции движений (скоростей воздушных потоков) по наблюдаемым при многократной съемке изменениям пространственных распределений атмосферной влаги в разных фазовых состояниях, например, [Velden et al., 1997, Nerushev, Kramchaninova, 2011]. Важной особенностью наблюдений с геостационарной орбиты является одновременный обзор значительной площади атмосферы и поверхности Земли. Такие наблюдения можно осуществлять с высокой периодичностью (до 15 минут), что гарантирует детальную фиксацию фаз эволюции даже быстроразвивающихся атмосферных процессов. К сожалению, при высоте геостационарной орбиты (порядка 36000 км) обеспечить приемлемое пространственное разрешение измерений технически возможно на данный момент только в видимом и ИК диапазонах спектра. Это, в свою очередь, накладывает существенные ограничения на мониторинг тропосферных процессов. Как правило, с помощью данного подхода можно восстановить в каждой точке наблюдений векторы скоростей воздушных потоков не более чем на двух атмосферных уровнях одновременно. Надежные оценки в основном относятся к уровням выше 700 гПа (или около 3000 м над поверхностью), в то время как наиболее теплые и насыщенные влагой слои нижней тропосферы лежат ниже этого уровня. Совокупность восстановленных значений скорости ветра в пределах области наблюдений представляет собой мозаику, фрагменты которой могут относиться к существенно разным высотам, причем надежность привязки полученных данных по высоте также не всегда удовлетворительна [Velden et al., 1997]. Это вынуждает отказываться от использования части данных в дальнейшем анализе (например, в усвоении в рамках численных моделей циркуляции атмосферы).

Таким образом, указанный подход оказывается не применимым непосредственно к анализу динамических процессов нижней тропосферы. Однако, после существенной доработки и адаптации алгоритмов, базовая идея восстановления атмосферной динамики на основе анализа оптического потока оказывается применимой к данным радиотеплового спутникового мониторинга с солнечно-синхронных орбит. Общая концепция подхода спутникового радиотепловидения атмосферных процессов такова.

Под обратной задачей СВЧ-радиометрического зондирования Земли понимается получение геофизической информации о состоянии исследуемых объектов на основе результатов дистанционного измерения характеристик их микроволнового излучения [Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016; Armand, Polyakov, 2005].

В общем случае этой задаче соответствует система уравнений

$$T_{bi} = f_i(x_1, \dots, x_n) + e_i, \quad i = 1..m, \quad (1.12)$$

где  $T_{bi}$  – измеряемые характеристики излучения,  $x_j$  – искомые геофизические параметры,  $e_i$  – ошибки, связанные как с погрешностью измерений, так и с неточностями модельного описания  $f_i$ . Измерения осуществляются одновременно в  $m$  каналах.

Непосредственное решение системы (1.12) путем аналитического обращения  $f_j$  не всегда возможно и часто неэффективно в силу характерной для рассматриваемого типа задач неустойчивости. В наиболее общем виде получение оценок  $\tilde{x}_j$  искомых параметров  $x_j$  можно рассматривать как задачу минимизации некоторого функционала

$$F(T_{b1}, \dots, T_{bm}, \tilde{x}_1, \dots, \tilde{x}_n) \rightarrow \min. \quad (1.13)$$

Смысл решения задачи в постановке (1.13) состоит в подборе таких оценок  $\tilde{x}_j$ , при которых радиофизическая модель оптимально, например, по критерию минимальных невязок, воспроизводит измеренные характеристики излучения или производные от них величины (оптическую толщину атмосферы и т.п.) [Аквилонова, Кутуза, 1978, 1979; Wentz, 1997].

Обычно измерения трактуют как независимые, точечные и мгновенные. Тогда система уравнений (1.12) может быть конкретизирована таким образом:

$$T_{bi}(t, \vec{r}) = f_i(x_1(t, \vec{r}), \dots, x_n(t, \vec{r})) + e_i(t, \vec{r}), \quad (1.14)$$

где  $t$  задает момент времени измерений,  $\vec{r}$  – точку (малую область) пространства в пределах пятна разрешения.

Однако при исследовании динамических атмосферных процессов интерес представляют также значения геофизических параметров на интервалах времени и (или) в областях пространства, лишь частично охваченных измерениями, т.е. набор значений  $x_j(t + \delta t, \vec{r} + \delta \vec{r}_j)$  для малых отклонений  $\delta t$  и  $\delta \vec{r}_j$  от  $t$  и  $\vec{r}$ .

В этом случае для использования фундаментальной системы (1.15) необходимо дополнительно описать связь между значениями  $x_j(t + \delta t, \vec{r} + \delta \vec{r}_j)$  и  $x_j(t, \vec{r})$ . Введя векторы  $\vec{v}_j$  из соотношения  $\delta \vec{r}_j = \vec{v}_j \delta t$ , такую связь можно описать с помощью кинематической модели:

$$x_j(t, \vec{r}) = x_j(t + \delta t, \vec{r} + \vec{v}_j \delta t) + \varepsilon_j(t, \vec{r}, \delta t), \quad (1.16)$$

в которой  $\vec{v}_j$  можно трактовать как скорость перемещения элемента поля геофизического параметра в линейном приближении, а  $\varepsilon_j$  – как поправку, включающую погрешность линейного приближения и вклад процессов, не учитываемых кинематической моделью (например, фазовые переходы атмосферной влаги).

Соответственно, задача оценивания параметров (1.13) примет форму

$$F(T_{b1}(t, \vec{r}), \dots, T_{bm}(t, \vec{r}), x_1(t + \delta t, \vec{r} + \vec{v}_1 \delta t), \dots, x_n(t + \delta t, \vec{r} + \vec{v}_n \delta t), \vec{v}_1, \dots, \vec{v}_n) \rightarrow \min. \quad (1.17)$$

Постановка задачи в форме (1.17) открывает возможность для динамического описания процессов, наблюдаемых СВЧ-радиометрическим методом, но оказывается сложнее, чем при классической трактовке (1.13), и содержит неопределенности, связанные с самой кинематической моделью. В рамках спутникового радиотепловидения принята своего рода «гипотеза ламинарности» о том, что на рассматриваемых пространственно-временных масштабах поля скоростей мало меняются в пространстве от точки к точке и в интервале времени между последовательными спутниковыми измерениями.

Детальный анализ особенностей такой кинематической модели, а также итоговое решение, предложенное и реализованное в подходе спутникового радиотепловидения, описаны в Главе 2.

#### 1.4. Выводы к Главе 1

1. Адвекция скрытого тепла в нижней тропосфере Земли является важным фактором, определяющим формирование и (или) эволюцию широкого класса мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов.
2. Практически безальтернативным средством надежной глобальной и регулярной диагностики (мониторинга) состояния и динамики нижней тропосферы с пространственной детальностью порядка десятка километров и периодичностью обзора не менее двух раз в сутки являются спутниковые радиотепловые наблюдения.
3. Высокую актуальность имеет задача развития подхода к восстановлению характеристик динамики нижней тропосферы, использующего в качестве входной информации данные спутникового радиотеплового зондирования с солнечно-синхронных и других низких орбит.



## ГЛАВА 2. ПОДХОД СПУТНИКОВОГО РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЯ

Настоящая глава содержит описание развитого в работах по тематике диссертации подхода спутникового радиотепловидения. Совокупность составляющих его алгоритмов создает замкнутую относительно входной информации спутникового радиотеплового мониторинга расчетную схему, которая обеспечивает:

- 1) восстановление скалярных полей геофизических параметров системы океан-атмосфера глобального покрытия на регулярной координатной сетке с шагом порядка  $0,125^\circ - 0,25^\circ$  без пропусков данных и с частой дискретизацией (порядка 1 часа) по времени;
- 2) восстановление динамики указанных полей в форме синхронных с ними векторных полей адвекции (скоростей горизонтальных смещений);
- 3) расчет интегральных характеристик динамики и энергобаланса исследуемых объектов в терминах суммарной мощности потоков скрытого тепла через заданную границу или внутрь/наружу замкнутого контура.

Сначала обсуждены физико-математические основания предложенного подхода. Проблема сформулирована в общем виде как обратная задача «анализа оптического подхода» и «оценки и компенсации движения». В этой части изложение следует работам [Ермаков, 2018; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017a]. Далее описан синтез базовой расчетной схемы, частично составленной из оригинальных алгоритмов, а частично адаптирующей подходы, известные в дисциплинах технического зрения и обработки видео, с учетом особенностей входной информации. В эту часть, в основном, включены результаты, полученные в работах [Ермаков и др., 2013a,б; 2011; Ermakov et al., 2011]. В следующем разделе описана методика и приведены результаты анализа точности синтезированной расчетной схемы. В наиболее детальном виде эта часть исследования представлена в работе [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015a], некоторые частные аспекты затронуты в ряде других публикаций [Ермаков, 2018; Ермаков, Чернушич, Шарков, 2014a; Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015]. Высокая точность интерполяции дает основание для усложнения базовой

расчетной схемы с целью максимально эффективного использования всей доступной спутниковой радиометрической информации. Развитию и реализации итерационного мультисенсорного подхода посвящен следующий раздел, опирающийся, в основном, на результаты работы [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а]. Наконец, в заключительном разделе обсуждены преимущества и новые возможности количественного описания атмосферных процессов, обеспечиваемые подходом спутникового радиотепловидения. Особое внимание уделено расчету энергетических характеристик, описывающих динамику их протекания в терминах адвективных потоков скрытого тепла. В этой части изложение кратко объединяет результаты работ [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б; 2016б].

## **2.1. Физико-математические основания подхода**

### **2.1.1. Задача анализа оптического потока**

В наиболее общей формулировке, обсуждаемые ниже методы направлены на извлечение информации о движении по последовательности наблюдений за некоторой областью пространства. Пусть данные наблюдений представлены в виде поля скалярной величины  $I(x, y, t)$ , значения которой известны во всех узлах  $(x, y)$  некоторой регулярной сетки в моменты времени  $t$ , повторяющиеся с периодом  $\Delta t$ . Без ограничения общности можно трактовать  $I(x, y, t)$  как динамическое изображение – совокупность значений яркости точек  $(x, y)$  в моменты времени  $t$ .

Процесс, вызывающий изменение яркости некоторой точки изображения, в зависимости от своих масштабов и размеров пятна разрешения может либо быть локализован в самой этой точке, либо охватывать некоторую окрестность этой точки или всю область изображения. Например, влагосодержание атмосферы в некотором районе наблюдения может меняться как вследствие испарения и конденсации влаги, так и из-за движения (адвекции) воздушных масс.

Группа методов, ставящих целью восстановление характеристик движения в плоскости изображения по изменению яркостей его точек («анализ оптического потока»), получила развитие в рамках задач технического зрения и обработки видеоданных. Термин «оптический поток» подчеркивает тот факт, что наблюдаемые в плоскости изображения смещения сложным и, вообще говоря, неоднозначным образом связаны с реальным трехмерным движением. При этом даже в рассматриваемом «плоском» случае задача определения смещений элементов изображения, приводящих к наблюдаемым на изображении изменениям, математически некорректна. Например, образ однородного кругового объекта инвариантен относительно угловой скорости его вращения. Выбор решения осуществляется на основании ряда предположений относительно пространственно-временных свойств поля  $I(x, y, t)$ .

#### *Градиентный метод*

В качестве отправной точки обычно принимают гипотезу [Horn, Schunck, 1981], что наблюдаемые изменения  $I(x, y, t)$  полностью определяются смещением его элементов в плоскости изображения:

$$I(x, y, t + dt) = I(x - u \cdot dt, y - v \cdot dt, t). \quad (2.1)$$

Здесь  $dt$  – малый интервал времени;  $u(x, y, t)$ ,  $v(x, y, t)$  – компоненты искомого векторного поля скоростей оптического потока. В дополнительном предположении, что на интервале времени  $dt$  поле  $I(x, y, t)$  характеризуется достаточной гладкостью, разложение (2.1) в ряд Тейлора с точностью до членов второго порядка малости позволяет связать компоненты скорости с частными производными  $I(x, y, t)$  в явном виде:

$$\frac{\partial I}{\partial t} + \frac{\partial I}{\partial x} \cdot u + \frac{\partial I}{\partial y} \cdot v = 0. \quad (2.2)$$

Несмотря на то, что «уравнение оптического потока» (2.2) получено на основе жесткого требования «сохранения яркости» (2.1), отмечено, что оно удовлетворительно работает во многих практических приложениях, где это требование выглядит нереалистичным [Nagel, 1987; Barron, Fleet, Beauchemin, 1994; Fleet, Weiss, 2005].

Однако фундаментальной проблемой является недостаточность одного уравнения (2.2) для определения двух независимых компонент оптического потока. Легко видеть, что (2.2) определяет лишь проекцию скорости потока на направление градиента  $I(x, y, t)$ . Смещения вдоль изолиний яркости неразличимы в поле  $I(x, y, t)$ . Пример наблюдения фрагмента контрастного линейного объекта, равномерно движущегося на однородном фоне иллюстрирует рисунок 2.1а,б.

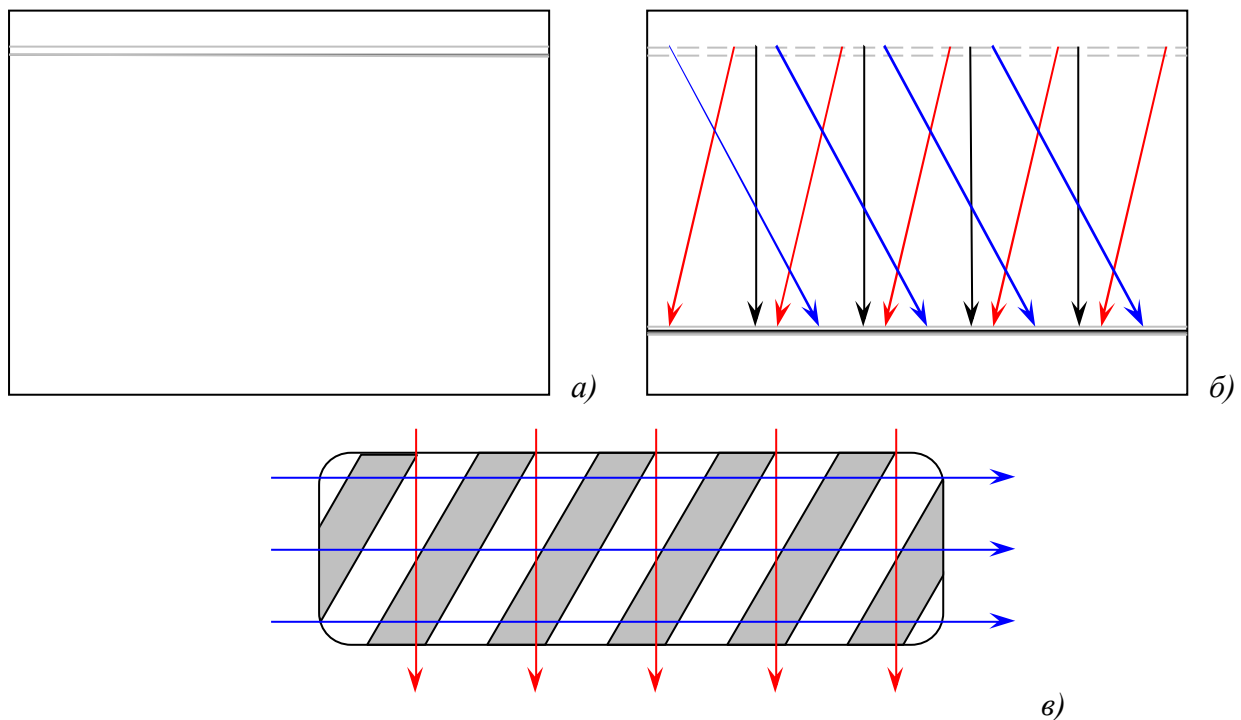


Рисунок 2.1 – Размерность объектов и их реальные и воспринимаемые движения: а) положение квазиодномерного объекта (контрастной границы) в момент времени  $t$ ; б) положение границы в момент времени  $t + dt$ , цветные стрелки показывают некоторые возможные варианты трансляционного движения; в) вращение трехмерного объекта вокруг горизонтальной оси, красные стрелки – проекции реального движения, синие стрелки – направление воспринимаемого движения

Ясно, что между моментами времени наблюдений фрагмент двигался вниз. Но нет возможности определить, сместился ли он за это время вправо или влево, и насколько. Поэтому в общем случае требуются дополнительные предположения относительно компонент  $u(x, y, t)$ ,  $v(x, y, t)$  и частных производных  $I(x, y, t)$  более высокого порядка, а поиск решения может осуществляться разложением (2.1) до квадратичных членов.

### *Регуляризация решения*

Ряд развитых на практике подходов приводит к возникновению переопределенной системы уравнений, позволяющей получить приближенное решение для компонент скоростей оптического потока с использованием частных производных  $I(x, y, t)$  первого и второго порядков. Несмотря на некоторые различия исходных предположений, на уровне конечных решений эти подходы могут быть обобщены в модели «твердотельного движения». Пусть в окрестности некоторой точки градиент  $I(x, y, t)$  существенно меняет направление (например,  $I(x, y, t)$  достигает локального экстремума или образует структуру типа «угла»). Тогда обе ортогональные компоненты движения могут быть восстановлены в этой окрестности при условии, что в разных ее точках векторы скорости согласованы между собой (в первом приближении – одинаковы). Эта идея формализована в [Nagel, 1987] с помощью требования

$$\iint_{\Omega} D(x, y, u_0, v_0, t) dx dy \rightarrow \min, \quad (2.3)$$

где  $\Omega$  – малая область изображения, в которой компоненты оптического потока  $u_0$  и  $v_0$  можно считать постоянными, и

$$D(x, y, u_0, v_0, t) = [I(x, y, t + dt) - I(x - u_0 \cdot dt, y - v_0 \cdot dt, t)]^2 \quad (2.4)$$

При разложении (2.4) до членов второго порядка условие (2.3) дает нелинейную систему уравнений, которую можно решить относительно  $u_0$  и  $v_0$  методом последовательных приближений, если в анализируемой области  $I(x, y, t)$  не вырождается в квазиодномерную структуру с постоянным направлением градиента. Математически это соответствует требованию отличия от нуля детерминанта некоторой матрицы (несущественно отличающейся в разных подходах), составленной из частных производных  $I(x, y, t)$  первого и второго порядков.

Условие (2.3), (2.4) является своего рода ослабленным аналогом требования (2.1) для некоторой области изображения. Получаемое в результате решение  $u(x, y, t)$ ,  $v(x, y, t)$  относится ко всей области в целом, поэтому для детализации пространственной информации о движении необходимо рассматривать как можно меньшие области. При этом, однако, возрастает вероятность того, что поле  $I(x, y, t)$  окажется вырожденным на области  $\Omega$  в указанном выше смысле. Именно это обстоятельство названо «проблемой апертуры» в [Fleet, Weiss, 2005]. Следует отметить, что в литературе также распространено упрощенное понимание «проблемы апертуры», как невозможности восстановления двух компонент оптического потока из одного уравнения (2.2), что представляется терминологически некорректным.

#### *Блочные методы*

На поиск компромисса между детальностью и точностью решения направлена группа «блочных» методов [Little, Bulthoff, Poggio, 1988; Little, Verri, 1989; Anandan, 1989; Grzywacz, Yuille, 1990; Nam et al., 1995; Гришин и др., 2008; Liu, Ribeiro, 2011], предлагающих различные подходы к оптимизации размеров и форм рассматриваемых областей («блоков»), их взаимного расположения (встык, с частичным перекрытием, с одинаковым или меняющимся расстоянием между центрами блоков и т.д.), критериев отождествления блоков. К наиболее гибким относятся «пирамидальные» подходы [Anandan, 1989; Nam et al., 1995; Гришин и др., 2008], использующие в расчетах иерархическую систему блоков. Первое

приближение к решению строится на самом большом пространственном масштабе, что обеспечивает его устойчивость и точность в среднем за счет большого размера блоков. На каждом следующем шаге с помощью блоков меньших размеров осуществляется детализация решения, полученного на предыдущей итерации. Алгоритм можно рассматривать как вариант реализации методического подхода, известного под общим названием «скейлинг» и успешно применяемого в самых разных задачах, включая анализ динамики атмосферы, аномальных погодных явлений и т.д. [Гледзер, Голицын, 2010; Рузмайкин, 2014].

Требование (2.3) можно интерпретировать как критерий «похожести» блока, занимающего область  $\Omega$  в момент времени  $t + dt$ , на блок, смещенный относительно  $\Omega$  в предшествующий момент времени  $t$  по вектору оптического потока. В качестве метрики, кроме суммы квадратов разностей SSD, (2.4), на практике часто используется сумма абсолютных разностей SAD:

$$D(x, y, u_0, v_0, t) = |I(x, y, t + dt) - I(x - u_0 \cdot dt, y - v_0 \cdot dt, t)| \quad (2.5)$$

Использование метрик (2.4) или (2.5) особенно привлекательно при жестких требованиях к вычислительной эффективности алгоритма анализа оптического потока, которые могут быть вызваны необходимостью оперативной обработки поступающих данных в реальном масштабе времени, либо обработки сверхбольших массивов данных. Возможно также введение в метрическую функцию первых производных  $I(x, y, t)$  [Liu, Ribeiro, 2011]. Это позволяет сфокусировать поиск решения на зонах резких контрастов, которые часто соответствуют границам или структурным особенностям наблюдаемых объектов. Близко по смыслу применение корреляционного и ряда других критериев [Emeru et al., 1986; Liu, Ribeiro, 2011], не вытекающих прямо из приведенного выше рассмотрения, а следующих общей идее поиска соответствия блоков.

Дальнейшее обобщение вида метрических функций позволяет избавиться от требования постоянства скорости оптического потока на малых областях. В этом

случае речь идет уже не о блочном методе, а о вариационном подходе, регуляризирующем решение путем введения дополнительных требований, применяемых одновременно ко всей области изображения. Так, подход [Horn, Schunck, 1981] ставит условие, ослабляющее (2.2) при одновременном требовании глобальной гладкости оптического потока:

$$\iint \left[ \left( \frac{\partial I}{\partial x} \cdot u + \frac{\partial I}{\partial y} \cdot v + \frac{\partial I}{\partial t} \right)^2 + \alpha^2 \left( \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right) \right] dx dy \rightarrow \min. \quad (2.6)$$

Здесь  $I$ ,  $u$  и  $v$  являются функциями координат и времени,  $\alpha$  – регуляризирующий множитель. Критерий (2.6) нацелен на поиск среди всех (приближенных) решений уравнения оптического потока того, которое обладает наименьшей пространственной изменчивостью. Предложены многочисленные альтернативные критерии оптимизации, например, [Nagel, Enkelmann, 1986; Weickert, Schnörr, 2001; Garbe, Ommer, 2013]. Проблемой таких подходов является известный произвол в выборе критерия гладкости, что может приводить к возникновению значительных артефактов [Barron, Fleet, Beauchemin, 1994].

Применение упомянутых выше пирамидальных блочных алгоритмов позволяет приблизиться к гибкости подходов типа [Horn, Schunck, 1981] при сохранении сравнительно высокой вычислительной эффективности, характерной для блочных методов, и устойчивости к шумам. Стоит также подчеркнуть, что во всех описанных подходах фактически происходит отказ от поиска точного решения (2.1), т. е. от исходной модели поля консервативных трассеров. Это важное обстоятельство для задач спутниковых исследований атмосферных процессов, поскольку фазовые переходы атмосферной влаги на интервалах времени между последовательными спутниковыми наблюдениями ограничивают применимость предположения (2.1).



### 2.1.2. Анализ оптического потока в задачах дистанционного зондирования Земли

Различные реализации алгоритма вычисления оптического потока находят широкое применение при обработке и анализе спутниковых данных ДЗЗ: для исследования морских и океанических течений [Vastano, Borders, 1984; Svejkovsky, 1988; Breaker et al., 1994; Bowen et al., 2002; Бобков и др., 2003; Алексанин, Алексанина, Карнацкий, 2011; 2013]; перемещения и деформации глетчеров, шельфового и материкового льда, зон вечной мерзлоты [Lucchitta, Ferguson, 1986; Bindschadler, Scambos, 1991; Scambos et al., 1992; Kääb, Vollmer, 2000; Kääb, 2002; Haug, Kääb, Skvarca, 2010; Vogel, Bauder, Schindler, 2012], оползней [Yamaguchi et al., 2003] и т.д. Важной областью применения является восстановление так называемых векторов атмосферных движений [Eigenwillig, Fischer, 1982; Nieman et al., 1997; Velden et al., 1997; Menzel, 2001; Key et al., 2003; Velden et al., 2005; Dworak, Key, 2009; Nerushev, Kramchaninova, 2011; Lazzara et al., 2014].

Векторы атмосферных движений (ВАД) характеризуют перемещение атмосферных трассеров: характерных границ облачных структур и пространственных флуктуаций атмосферного влагосодержания. Определив высоту трассеров, можно восстановить фрагмент поля ветра на некотором горизонте, считая трассеры пассивными, т.е. перемещающимися вместе с воздушными потоками.

Расчет ВАД осуществляется, в основном, на основе блочных методов анализа оптического потока [Velden et al., 1997]. Идеологически близким является подход [Nerushev, Kramchaninova, 2011]. Анализируемое поле  $I(x, y, t)$  характеризует яркостные температуры восходящего атмосферного излучения на длинах волн среднего ИК диапазона спектра (6,1 – 7,3 мкм при анализе по водяному пару), измеряемого со спутников на геостационарных орбитах. Горизонтальное пространственное разрешение составляет в этом случае удовлетворительную для ряда практических задач величину порядка 10 км [Eigenwillig, Fischer, 1982; Velden et al., 1997]. Достоинством такого типа измерений является высокая периодичность обзора (до 15 минут),

осуществляемого одновременно над большой площадью Земли (около 40% всей поверхности). Одним из недостатков подхода является отсутствие информации о полярных областях, которое пытаются компенсировать с помощью дополнительных измерений с низких орбит. Особенности реализации традиционных алгоритмов приводят к тому, что поле векторов ВАД неплотно (один вектор характеризует область размерами порядка  $32 \times 32$  или  $24 \times 24$  точки измерений) и рассчитывается на нерегулярной координатной сетке (блоки могут смещаться в плоскости изображения или вовсе исключаться для максимальной надежности решения).

В контексте настоящей работы наиболее серьезным недостатком получаемых полей ВАД является их мозаичная структура. Каждый вектор атмосферного движения вычисляется для одного атмосферного уровня, характеризующего высоту наблюдаемого трассера. Получение более одного-двух векторов для области размером в один анализируемый блок, как правило, невозможно. В результате восстановленная картина представляет собой фрагменты полей ВАД на разных горизонтах. Будучи безусловно полезной при усвоении в численных моделях, она, сама по себе, недостаточна для восстановления целостной картины атмосферной циркуляции, особенно в нижней тропосфере. Кроме того, для расчета потоков скрытого тепла в этом случае необходимо знать вертикальный профиль влагосодержания атмосферы для каждой из областей, соответствующих анализируемым блокам. Получение такой информации по спутниковым данным с необходимой детальностью является открытой и актуальной проблемой дистанционного зондирования Земли [Hartman, 1999; Weng et al., 2012; Шарков, 2014; Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016].

### 2.1.3. Основания подхода спутникового радиотепловидения

Как указано в Главе 1, наиболее надежным и информативным средством глобальной регулярной диагностики состояния нижней тропосферы является спутниковый радиотепловой мониторинг. Необходимое горизонтальное пространственное разрешение достигается в нем за счет наблюдений с низких, как

правило, солнечно-синхронных орбит. Этот тип измерений создает дополнительные трудности для применения алгоритмов анализа оптического потока, преодоление которых в рамках развитого подхода спутникового радиотепловидения кратко описано далее.

Несмотря на то, что в задачах дистанционного зондирования атмосферы адекватным часто оказывается двумерное приближение (модель тонкой плёнки, плоскостойкая модель), ряд атмосферных процессов (например, тропические циклоны) должны рассматриваться как существенно трёхмерные. В этой связи необходимо обратить внимание на проблемный вопрос физического смысла восстанавливаемых полей движения, который часто возникает в алгоритмах технического зрения. Отличия между «реальными» движениями в трёхмерном пространстве и «наблюдаемыми» движениями в одной из его двумерных проекций иногда носят существенно более глубокий характер, чем тривиальные проективные искажения. Это иллюстрируется на рисунке 2.16 примером известного оптического обмана. Вращение винта Архимеда вокруг своей оси порождает «реальные» движения, ориентированные перпендикулярно оси. Однако многие алгоритмы технического зрения воспроизводят иллюзию «наблюдаемых» движений вдоль оси вращения, из чего следует, что в общем случае соотношение между направлением и величиной скоростей «реальных» и «наблюдаемых» движений может быть абсолютно произвольным.

В рамках спутникового радиотепловидения существует два принципиальных пути разрешения этой проблемы. Первый, прямой и наиболее привлекательный, состоит в технической реализации трёхмерных измерений, т. е. зондировании вертикальной структуры атмосферы с приемлемым разрешением по высоте. Это крайне актуальное и интенсивно развивающееся в настоящее время направление дистанционного зондирования. Однако достигнутые здесь результаты пока явно недостаточны для практического перехода к анализу атмосферной динамики в трёхмерной постановке и могут быть использованы только для предварительных теоретических исследований [Ермаков, 2017а].

Второй путь, успешно реализованный на практике, состоит в редукции размерности задачи, т. е. переходе к двумерной постановке: анализ динамики двумерных, интегральных по высоте, геофизических полей в терминах двумерного поля адвекции. Доказательством адекватности (на рассматриваемых пространственно-временных масштабах) такой двумерной постановки для поля интегрального влагосодержания (ИВС) можно считать результат работы [Wimmers, Velden, 2011]. Авторы сконструировали поле адвекции в виде взвешенной суммы полей ветра (полученных численным моделированием) на нескольких атмосферных горизонтах и показали, сопоставлением независимых измерений с нескольких спутников, что оно описывает эволюцию поля ИВС во времени с приемлемой точностью. К недостаткам этого подхода следует отнести то, что подобранные эмпирическим путем весовые коэффициенты постоянны в больших широтных поясах, как если бы вертикальное распределение водяного пара в них было всюду стандартным. Несмотря на это достигнутая точность интерполяции полей интегрального влагосодержания (оцененная как средняя невязка интерполированных данных с результатами независимых измерений) оказалась не хуже  $2 \text{ кг/м}^2$  (или 2 мм в терминах высоты столба осаждаемой влаги), что приемлемо для практических приложений (см. Таблицу 1.1 в Главе 1).

Этот результат можно считать своего рода «постулатом существования» решения. А конкретный способ его получения, одновременно с дополнительным улучшением точности и гладкости, на основе расчетной схемы, замкнутой относительно данных спутникового радиотеплового мониторинга предлагает подход спутникового радиотепловидения.

## **2.2. Синтез базовой вычислительной схемы**

При радиотепловом наблюдении Земли с полярно-орбитальных спутников меридиональное покрытие осуществляется за счет вращения спутника по орбите, а зональное – за счет вращения Земли относительно плоскости орбиты. В результате обеспечивается естественная периодичность наблюдений – 12 часов, если рассматривать независимо измерения на восходящих и нисходящих витках

орбиты – при которой формируется покрытие наблюдаемой области как на глобальном, так и на региональном масштабах. Это покрытие, в общем случае, является неполным: расхождение полос захвата на экваторе приводит к возникновению «пространственных лакун» – не охваченных измерениями протяженных участков, рисунок 2.2.

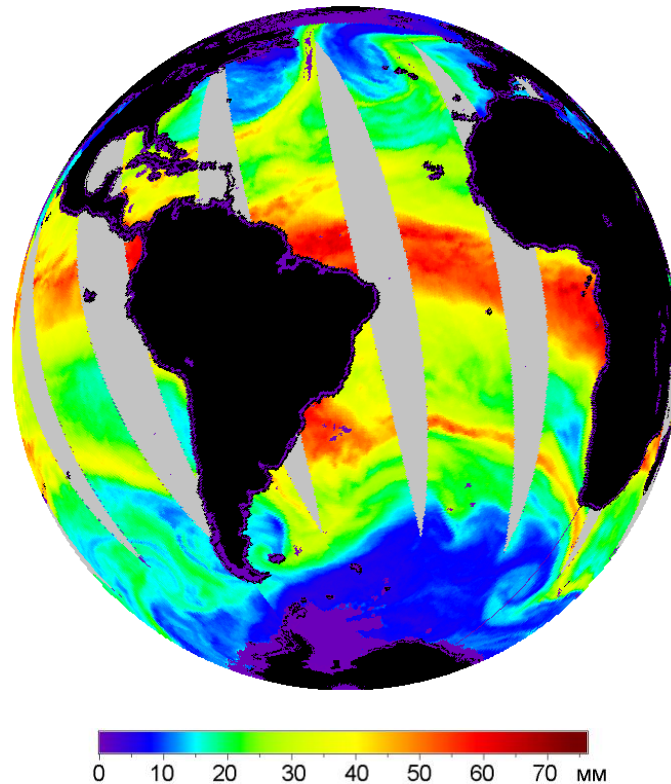


Рисунок 2.2 – Характерное суточное покрытие Земли спутниковыми измерениями с солнечно-синхронной орбиты: области отсутствия данных из-за расхождения последовательных полос сканирования на экваторе показаны серым цветом, суша – черным. Пример построен на основе данных об интегральном влагосодержании атмосферы по измерениям SSMIS (DMSP F17) за 31.12.2015 (цветовая шкала значений в мм осажденной влаги приведена внизу).

Совокупность полученных за двенадцатичасовой интервал измерений, или восстановленных по ним геофизических параметров, будем называть «исходными полями»  $W_i^S$ . Здесь символ  $W$  обозначает некоторый геофизический параметр (или измерение в канале прибора), индекс  $S$  позволяет различить источники данных (разные спутники), а индекс  $i$  – упорядочить данные в хронологической последовательности двенадцатичасовых интервалов. Поля  $W_i^S$  характеризуют

состояние наблюдаемых областей на момент времени измерений (будем считать, что все данные получены с солнечно-синхронных орбит, т.е. при фиксированном по местному времени моменте пересечения экватора) и, взятые по отдельности, не содержат непосредственной информации о динамике наблюдаемых процессов. Такую информацию можно получить неформальным путем по косвенным оценкам, с привлечением сторонних данных и опыта экспертов. Подход спутникового радиотепловидения позволяет формализовать и унифицировать извлечение этой информации на основе замкнутой относительно данных  $W_i^S$  расчетной схемы.

Базовая расчетная схема состоит из трех основных шагов, содержание которых представлено ниже в операторной форме и затем описано более детально. Первый шаг схемы состоит в формировании «опорных полей»  $W_i$ , по одному на каждый двенадцатичасовой интервал для всей совокупности обрабатываемых данных (например, недельных, месячных, годовых измерений). Отсутствие верхнего индекса отличает обозначение опорного поля  $W_i$  от исходных полей  $W_i^S$ . Расчет можно представить действием специального оператора  $L_R$  на одно или несколько (близких по времени измерений)  $W_i^S$ :

$$L_R(W_i^{S_1}, W_i^{S_2}, \dots) = W_i. \quad (2.7)$$

Суть операции заключается в объединении близких по времени измерений на единой регулярной прямоугольной сетке и в заполнении оставшихся пространственных лакун с помощью гладкого доопределения  $W_i$  в соответствующих узлах сетки. Экспериментально установлено, что в контексте решаемых задач достаточно близкими по времени для формирования опорного поля в данном узле можно считать измерения, сделанные с интервалом около 1 часа и менее.

Опорные поля  $W_i$  упорядочиваются в хронологической последовательности двенадцатичасовых измерений в соответствии с последовательностью  $W_i^S$ . Необходимость интерполяции на регулярную прямоугольную сетку и заполнения лакун вызвана условиями применимости следующих двух операторов: оценки  $L_M$  и компенсации  $L_C$  движения. Оператор оценки движения  $L_M$  применяется на втором шаге расчетной схемы ко всем парам  $(W_i, W_{i+1})$  соседних по времени опорных полей в общей хронологической последовательности и формирует для каждой пары векторное поле смещений  $V_i$ , описывающее в линейном приближении трансформацию (переход)  $W_i$  в  $W_{i+1}$  на всех узлах сетки:

$$L_M(W_i, W_{i+1}) = V_i. \quad (2.8)$$

Операция оценки движения производится для каждой пары  $(W_i, W_{i+1})$  итеративно на иерархически убывающих пространственных масштабах вплоть до минимального, определяемого расстоянием между узлами сетки. В результате последовательно восстанавливаются сначала макромасштабные «фоновые» движения, а затем, как поправки, смещения, вращения и деформации на все меньших масштабах.

Оператор компенсации движения  $L_C$  применяется на третьем шаге расчета и формирует на основе опорного поля  $W_i$  и полученного на втором шаге поля  $V_i$  оценку промежуточного состояния поля  $W_{i+1/2}$ , равноудаленного по времени от  $W_i$  и  $W_{i+1}$ :

$$L_C(W_i, V_i) = W_{i+1/2}. \quad (2.9)$$

Полученные промежуточные поля  $W_{i+1/2}$  вместе с опорными  $W_i$  формируют новую хронологическую последовательность опорных полей, к которым могут быть снова применены операции (2.8) и (2.9). В конечном итоге с приемлемой

точностью (как показано ниже) можно описать эволюцию полей  $W$  с временной дискретизацией как минимум до 1,5 часов.

Одновременно с пространственно-временной интерполяцией полей  $W$  осуществляется и оценка их динамики путем построения полей смещения  $V_i$ . После соответствующей геометрической калибровки и нормировки эти поля дают эффективные скорости адвекции (горизонтальных движений), наблюдаемой в полях  $W$ . Это обеспечивает возможность расчета интегральных физических характеристик, таких как потоки  $W$  или производных величин, через заданные контуры с горизонтальными масштабами от 50 – 100 км и выше.

Детали реализации основных шагов базовой схемы вычислений описаны ниже.

### 2.2.1. Построение опорных полей: приведение к регулярной сетке

Алгоритм оценки и компенсации движения требуют, чтобы опорные поля были определены на регулярной прямоугольной координатной сетке. Сетка исходных спутниковых измерений не удовлетворяет этому требованию, так как скановые линии представляют собой, в первом приближении, пересечение сферы (поверхности геоида) с конусом (или плоскостью) сканирования, рисунок 2.3. Для представления данных на регулярных сетках географических координат применяют стандартные методы интерполяции [Ермаков, Смирнов, 2001]. Так, в электронных архивах и базах данных поля радиояркостных температур и продукты их обработки могут быть представлены на регулярных сетках с шагом  $0,5^\circ$  (так называемый формат GRID) или  $0,25^\circ$ , как, например, в архиве RSS [Ермаков и др., 2013а].

Использование готовых, приведенных к регулярной сетке продуктов имеет известные преимущества. Такой подход применен при решении задач, описанных в Главах 4 и 5 диссертационной работы. Однако, обнаружено, что детальности  $0,5^\circ$  и даже  $0,25^\circ$  часто оказывается недостаточно для анализа эволюции мезомасштабных процессов. Большие размеры элемента разрешения создают две проблемы. Первая состоит в том, что усреднение поля в пределах элемента



разрешения сглаживает его пространственную структуру и затрудняет поиск и сопоставление его характерных особенностей, что негативно сказывается на эффективности и точности алгоритма анализа оптического потока. Вторая причина состоит в ограничении на минимальную обнаруживаемую разницу в скоростях движения воздушных масс. Оценку шага дискретизации при расчете скорости воздушного потока можно получить, разделив половинный размер пространственного элемента разрешения на период его последовательных наблюдений. При шаге сетки  $0,5^\circ$  и двенадцатичасовом периоде наблюдений шаг дискретизации расчета скорости адвекции на экваторе составит около 2 км/час или 0,6 м/с. При использовании сетки с шагом  $0,25^\circ$  эта оценка улучшается до 0,3 м/с.

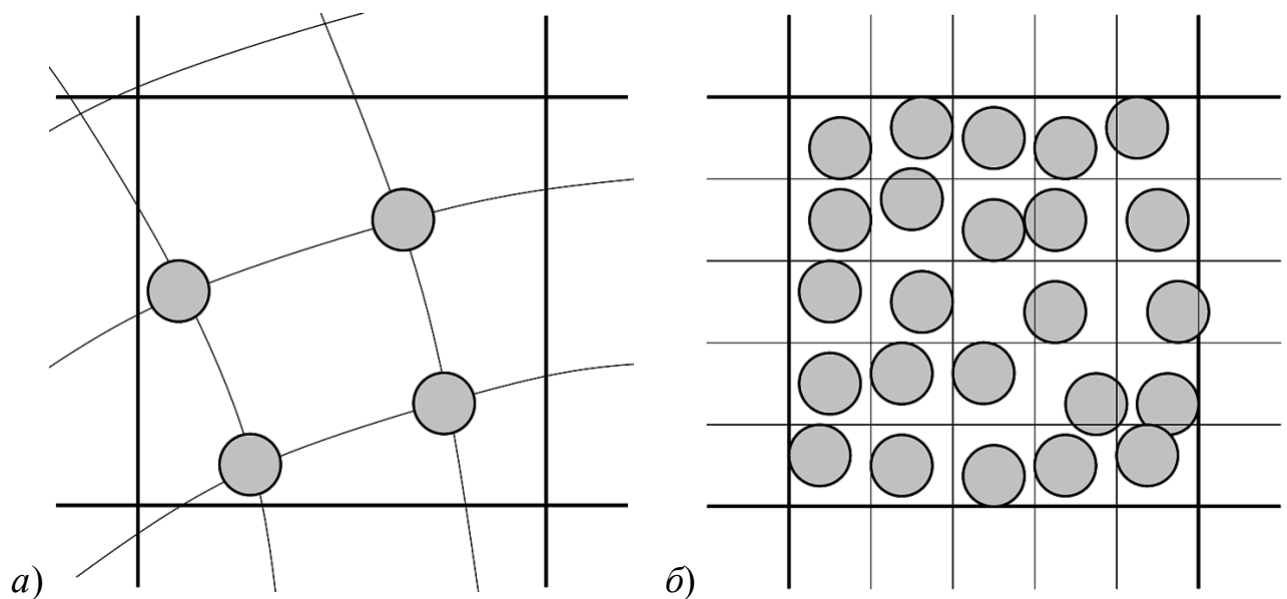


Рисунок 2.3 – Интерполяция данных SSM/I регулярную сетку. Толстые линии – ячейка сетки GRID ( $0.5^\circ$ ); кружками условно обозначены точки измерений SSM/I, попавших в ячейку GRID; тонкие линии: *a)* линии сканирования SSM/I, *б)* ячейки сетки  $0.1^\circ$ .

Как показал опыт применения подхода спутникового радиотепловидения к анализу эволюции тропических циклонов, при исследовании мезомасштабных атмосферных процессов вычисления целесообразно проводить на сетке с шагом не хуже  $0,125^\circ$  –  $0,2^\circ$ . Такая детальность может быть обеспечена двумя

способами. Первый заключается в отказе от использования стандартных продуктов обработки, приведенных к грубой регулярной сетке. Вместо этого необходимо привести всю совокупность измеренных радиотепловых полей к новой регулярной сетке с требуемой детальностью и затем применить один из описанных в Главе 1 алгоритмов для расчета геофизических атмосферных полей. Этот способ описан далее. Также возможно применение итерационной схемы, описанной ниже в разделе 2.4. Оба подхода применены в практике исследования эволюции тропических циклонов. Результаты этих исследований обсуждены в Главе 3.

При однократном пролете спутника над экваториальной областью в каждую ячейку сетки GRID со стороной  $0,5^\circ$  попадает в среднем около четырех измерений прибора SSM/I (рисунок 2.3а). Накопление в суточном интервале измерений с трех спутников на восходящих и нисходящих витках практически обеспечивает полное покрытие узлов регулярной сетки с шагом  $0,1^\circ$  (рисунок 2.3б). При этом, однако, становится критичной асинхронность накопленных измерений. Как указано выше, в итоге проведенных исследований оптимальным были признан размер ячейки  $d = 0,2^\circ$ .

Учитывая диапазон допустимых значений широт (от  $-90^\circ$  на юге до  $+90^\circ$  на севере) и долгот (от  $-180^\circ$  на западе до  $+180^\circ$  на востоке), а также заданный шаг в  $0,2^\circ$ , удобно выбрать размеры сетки, равные  $L = 360^\circ / 0,2^\circ = 1800$  точек по ширине и  $H = 180^\circ / 0,2^\circ = 900$  точек по высоте, а узлы сетки обозначать с помощью пары индексов:  $x = 1..L$  – порядкового номера узла в строке и  $y = 1..H$  – порядкового номера строки. При этом верхняя строка ( $y = 1$ ) соответствует  $+90^\circ$  широты (северный полюс), левый столбец ( $x = 1$ ) соответствует  $-180^\circ$  долготы. Для  $i$ -го наблюдения, выполненного над точкой с географическими координатами  $lat_i$  и  $lon_i$  ближайший узел регулярной сетки  $(x_i, y_i)$  находится по правилу:

$$\begin{aligned} x_i &= \lceil (\text{lon}_i + 180^\circ) / 0,2^\circ + 0,5 \rceil, \\ y_i &= \lceil (-\text{lat}_i + 90^\circ) / 0,2^\circ + 0,5 \rceil \end{aligned} \quad (2.10)$$

где квадратные скобки обозначают операцию округления до целого.

Величину  $W$ , интерполированную на регулярную сетку, будем отличать по наличию у нее двух нижних индексов,  $W_{x,y}$ , соответствующих координатам узла сетки. Дополнительно введем вспомогательную величину  $n_{x,y}$ , характеризующую заполнение узлов сетки интерполируемыми значениями  $W$ .

Интерполяция проводится для данных, полученных на суточном интервале измерений. Данные, относящиеся к измерениям в разные сутки, интерполируются независимо. Для простоты рассмотрим один суточный интервал измерений. Фактически это означает, что пределы изменения нижнего индекса величины  $W_i^s$ ,  $i_{\min}^s \leq i \leq i_{\max}^s$  выбираются таким образом, чтобы времена измерений каждым из спутников попадали в один суточный интервал времени (верхний индекс  $s$  подчеркивает тот факт, что диапазоны порядковых номеров измерений для разных спутников могут различаться).

Интерполяция суточных данных осуществляется в два этапа. На первом этапе инициализируются значения  $n_{x,y}$ :  $n_{x,y} = 0, x = 1..L, y = 1..H$ . Затем значения  $W_i^s$  «смещаются» в ближайшие узлы сетки, а значения  $n_{x,y}$  для этих узлов приравняются 1. С этой целью сначала выбирается набор массивов данных (т.е., последовательность индексов  $s$ , определяющих номера спутников и типы витков), которые будут интерполированы совместно. Затем для каждого индекса  $s$  из этой последовательности индекс  $i$  пробегает весь диапазон своих допустимых значений, при этом для каждого измерения  $W_i^s$  рассчитывается по (2.10) ближайший узел сетки  $(x, y)$  и происходит пересчет значений  $W_{x,y}$  и  $n_{x,y}$  по правилу:

$$\begin{aligned}
 W_{x,y} &:= \begin{cases} W_i^s, & \text{при } n_{x,y} = 0, \\ W_{x,y}, & \text{при } n_{x,y} = 1. \end{cases} \\
 n_{x,y} &:= 1, \\
 i &= i_{\min}^s \cdot i_{\max}^s.
 \end{aligned} \tag{2.11}$$

Символ «:=» обозначает здесь и далее операцию присваивания переменной нового значения. Как видно из (2.11), изменение значения  $W_{x,y}$  происходит только в том случае, если соответствующий узел сетки не был ранее заполнен ( $n_{x,y} = 0$ ). После заполнения узла значение  $n_{x,y}$  устанавливается равным 1, что исключает повторный пересчет  $W_{x,y}$  в (2.11).

По завершении первого этапа интерполяции существенная доля узлов сетки остается незаполненной. Это происходит по нескольким причинам. Протяженные неохваченные измерениями области возникают из-за расхождения витков спутниковых орбит вблизи экватора или пропуска данных из-за временных перерывов в работе приборов. Они будут рассмотрены в следующем пункте. Кроме того, возникает характерный «муаровый» эффект чередования заполненных и незаполненных узлов сетки, вызванный особенностью алгоритма интерполяции. Для заполнения таких пропущенных узлов (с учетом гладкости изменения поля  $W$  на масштабах шага сетки  $d$ ) осуществляется второй этап интерполяции  $W$  по ближайшим соседям. При этом принимается правило, что интерполяция в заданном незаполненном узле осуществляется только в том случае, если хотя бы два его соседних узла заполнены – этому узлу присваивается значение, равное среднему арифметическому значений во всех заполненных соседних узлах. При поиске заполненных соседних узлов учитывается циклический переход меридиана  $180^\circ$ , т.е. крайний левый и крайний правый узлы каждой строки также считаются соседними.

Второй этап интерполяции выполняется однократно, заполненные на этом этапе узлы сетки не учитываются при заполнении оставшихся узлов.

Важным является выбор последовательности индексов  $s$ , используемых на этапе интерполяции по формуле (2.11). Привлечение данных большого числа спутников или объединение на одной сетке данных восходящих и нисходящих витков приводит к возникновению характерных артефактов, связанных с асинхронностью измерений: фантомное удвоение наблюдаемых объектов, возникновение резких границ и сдвиговых искажений, скачки значений восстанавливаемых параметров, связанные с суточным ходом радиояркостных температур. Их проявления иллюстрирует пример на рисунке 2.4а, на котором представлен интерполированный фрагмент карты  $W$ , полученный по измерениям на восходящих витках спутников F13, F14 и F15 серии DMSP за 12.08.2000. Видно «раздвоившееся» тело циклона, зарегистрированного с трехчасовой разницей сначала со спутника F13, а затем со спутников F14 и F15, а также характерную «зашумленность» вследствие суточного хода температур. Исключение данных F13 практически полностью устраняет отмеченные артефакты (рисунок 2.4б).

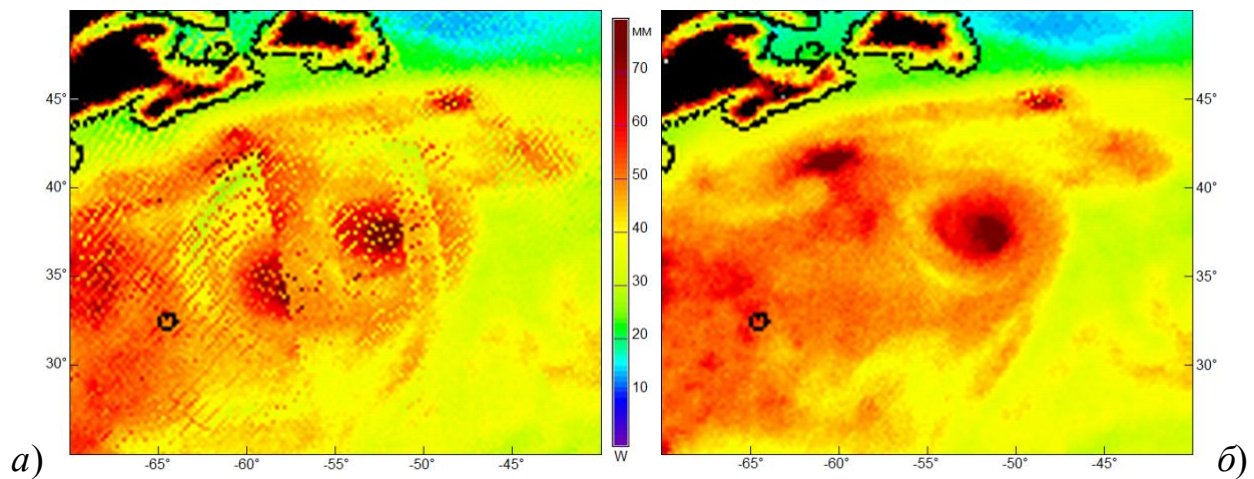


Рисунок 2.4 – Влияние асинхронности измерений при совместной интерполяции: а) данных спутников F13, F14, F15; б) данных спутников F14, F15. Цветовая шкала значений  $W$  в мм – посередине.

### 2.2.2. Построение опорных полей: сшивка лакун

Глобальные поля геофизических параметров, построенные по данным спутников на солнечно-синхронных орбитах, как правило, содержат лакуны –

области, не охваченные измерениями вследствие расхождения полос сканирования, рисунок 2.5а. Их относительная площадь может составлять менее 1%, но их присутствие существенно затрудняет применение алгоритма пространственно-временной интерполяции в связи с краевыми эффектами на границах лакун. Поэтому требуется процедура гладкого продолжения опорных полей в области лакун, получившая в рамках спутникового радиотепловидения название «сшивка лакун». С этой целью в окрестности лакун производится расчет векторов направлений наименьших локальных изменений поля (направлений изолиний)  $W$  по методике, аналогичной применяемой в алгоритме оценки движения [Richardson, 2003]. Затем производится экстраполяция поля  $W$  в область лакун вдоль рассчитанных ранее векторов (по аналогии с алгоритмом компенсации движения). Эту процедуру можно интерпретировать как продолжение основных адвективных потоков, наблюдаемых в поле  $W$ , в область лакун.

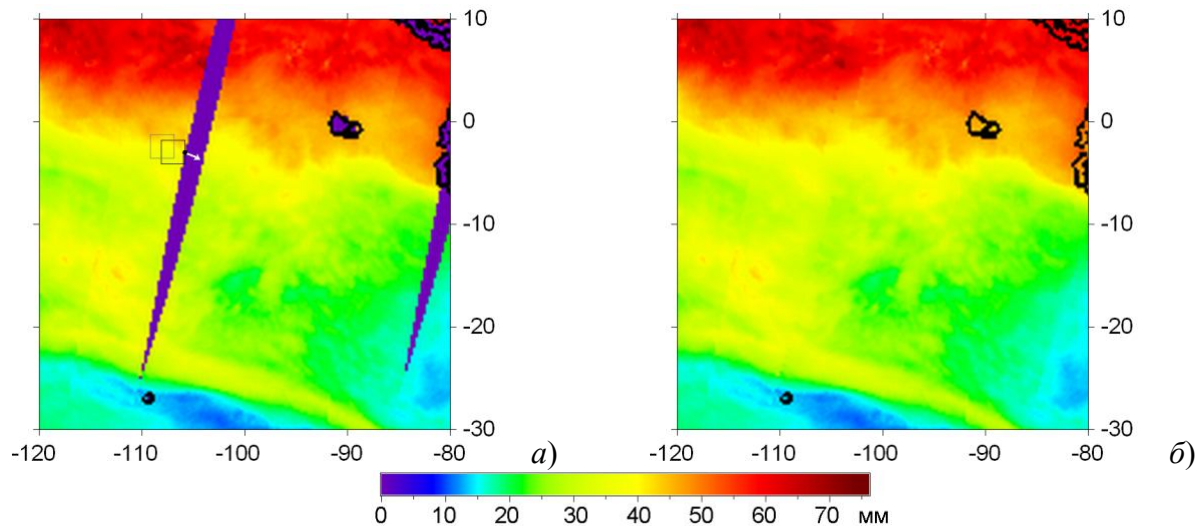


Рисунок 2.5 – Сшивка лакун: а) фрагмент поля интегрального влагосодержания, координаты в географических градусах; черный прямоугольник – анализируемая окрестность граничной точки лакуны, обозначенной черным кругом; серый прямоугольник – блок, ближайший к анализируемой окрестности по метрике SAD и удаленный на заданное расстояние от лакуны; белая стрелка – вычисленное продолжение изолинии поля в граничной точке (направление экстраполяции); б) результат «сшивки». Цветовая шкала значений поля – под рисунком.

Такой прием не гарантирует восстановление значений  $W$  в лакунах с некоторой наперед заданной точностью, но направлен на минимизацию возмущений в решении, получаемом при дальнейшей пространственно-временной интерполяции, и дает возможность максимально использовать все имеющиеся спутниковые данные.

Далее более подробно рассмотрены два основных шага процедуры сшивки лакун: расчет векторов направления экстраполяции и собственно экстраполяция поля по заданному вектору. С этой целью введен массив весовых коэффициентов  $w_{x,y}$ , определенных на всей сетке. В области лакун весовые коэффициенты сначала имеют нулевое значение и могут увеличиваться на дробную величину в процессе сшивки. В областях, заполненных данными после процедуры интерполяции принято  $w_{x,y} = -1$ .

В дальнейшем описании использовано правило для вычисления узла  $(x^j, y^k)$ , удаленного от заданного узла  $(x, y)$  на  $j$  позиций по горизонтали ( $j < 0$  соответствует движению влево, на запад) и  $k$  позиций по вертикали ( $k < 0$  соответствует движению вверх, на север). При этом учтен циклический переход через меридиан  $180^\circ$  (возврат в крайнюю левую точку строки по достижении ее правого края при движении с запада на восток и наоборот):

$$x^j = (x + L + j - 1) \% L + 1, \quad y^k = y + k. \quad (2.12)$$

Символ  $\%$  обозначает операцию взятия остатка от целочисленного деления. Предполагается, что операция (2.12) никогда не выводит значение  $y^k$  за пределы допустимого диапазона  $1..H$ , т.к. окрестности полюсов не охвачены измерениями SSM/I и не участвуют в расчетах.

Процедура расчета вектора направления экстраполяции (рисунок 2.5a), относящегося к заданному граничному узлу лакуны  $(x, y)$ , такова. Пусть узел лежит на западной границе лакуны (серый кружок на рисунке 2.5a):

$$w_{x,y} = -1, w_{x^{+1},y} \geq 0, \quad (2.13)$$

где величина  $x^{+1}$  рассчитывается по правилу (2.12). Сначала необходимо вычислить ширину лакуны  $l$  на заданной широте в соответствии со следующим определением:

$$w_{x^j,y} = -1, w_{x^j,y} \geq 0, j = 1..l-1. \quad (2.14)$$

Ширина лакуны  $l$  определяет характерный пространственный масштаб  $d$  для поиска вектора направления экстраполяции:

$$d = [l/2 - 0,5] \cdot 2 + 5. \quad (2.15)$$

Как и ранее, квадратные скобки означают операцию округления до целого, которая применяется для того, чтобы величина  $d$ , выраженная в числе узлов сетки, всегда была нечетной. Таким образом, минимальное значение, принимаемое  $d$ , равно  $d_{\min} = 5$  узлам сетки, что соответствует  $1^\circ$  долготы. Ограничение снизу необходимо для обеспечения минимальной статистики при поиске адвективных потоков в поле  $W$ . Замечено, однако, что при слишком больших значениях  $d$  на этапе экстраполяции происходит потеря особенностей малого масштаба, поэтому дополнительно вводится ограничение сверху:

$$d := \begin{cases} d, & \text{при } d < d_{\max}, \\ d_{\max}, & \text{при } d \geq d_{\max}. \end{cases} \quad (2.16)$$

Значение  $d_{\max}$  выбрано равным 19, что соответствует  $3,8^\circ$  долготы. Если ширина лакуны превышает значение  $d_{\max}$ , процедуру сшивки можно повторять неоднократно, как это пояснено ниже. Граничные значения установлены из общих соображений относительно структуры поля  $W$  на масштабах наблюдений



и из опыта обработки большого массива данных SSM/I. Нужно отметить, что выбор фиксированных граничных величин не является необходимым требованием представленной методики и может быть изменен при обработке конкретного массива данных.

Определив характерный пространственный масштаб экстраполяции  $d$ , алгоритм расчета направления экстраполяции строит к западу от граничного узла  $(x, y)$ , см. (2.13), базовое квадратное окно (белый квадрат на рисунке 2.5a) со стороной  $d$  и верхним левым узлом  $B = (x_B, y_B)$ , индексы которого определяются по правилу, см. (2.12):

$$x_B = x^{-d}, \quad y_B = y^{-[d/2-0,5]} \quad (2.17)$$

В алгоритме поиска направления экстраполяции используется базовая идея критерия SAD (Sum of Absolute Differences, сумма абсолютных разностей) [Richardson, 2003]. Критерий SAD использует понятие суммы абсолютных разностей, которая для двух квадратных окон со сторонами  $d$  и левыми верхними углами  $B = (x_B, y_B)$  и  $N = (x_N, y_N)$  соответственно может быть вычислена следующим образом:

$$S(B, N) = \sum_{j=0}^{d-1} \sum_{i=0}^{d-1} |s_{i,j}|, \quad s_{i,j} = \begin{cases} W_{x_B, y_B}^i - W_{x_N, y_N}^j, & \text{при } w_{x_B, y_B}^i = -1, w_{x_N, y_N}^j = -1, \\ 0, & \text{при } w_{x_B, y_B}^i \geq 0 \text{ или } w_{x_N, y_N}^j \geq 0. \end{cases} \quad (2.18)$$

Здесь прямые скобки означают вычисление модуля выражения. Величина  $s_{i,j}$  введена для того, чтобы критерий SAD учитывал только значения поля  $W$ , вычисленные до этапа сшивки лакун. В обозначении  $s_{i,j}$  указания на зависимость от выбора узлов  $B$  и  $N$  для компактности опущены.

Рассматриваются все фрагменты поля  $W$ , отстоящие от фрагмента  $W$  в базовом окне, см. (2.17) и рисунок 2.5a, на  $d/2$  к западу и удаленные не более чем на  $d/2$  к югу и северу (расстояния измеряются по их верхним левым углам  $N$  и

$B$  соответственно). Для каждого из возможных  $N$  вычисляется сумма  $S$  (2.18). Согласно оригинальному критерию SAD верхний левый узел  $N^*$  фрагмента поля  $W$ , наименее отличающегося от фрагмента  $W$  в базовом окне (серый квадрат на рисунке 2.5a), следует искать по минимуму этой суммы.

Однако, на величину  $S(B, N)$  оказывает влияние число  $c(B, N)$  включенных в расчет (2.18) пар заполненных узлов сетки, которое, в свою очередь, может быть переменным, т.к. зависит от формы лакуны в окрестности базового окна и других факторов. С учетом этого в качестве  $N^*$  следует брать взвешенное положение всех верхних левых узлов  $N$ , с весами, зависящими от соответствующих значений  $S(B, N)$ :

$$\begin{aligned} N^* &= (x^{-[3d/2-0,5]}, y_S), & p_{B, N_j} &= \exp(-S(B, N_j)/(c(B, N_j) \cdot d^2)), \\ y_S &= \sum_{j=0}^d y^{-j} \cdot p_{B, N_j} / \sum_{j=0}^d p_{B, N_j}, & N_j &= (x^{-[3d/2-0,5]}, y^{-j}). \end{aligned} \quad (2.19)$$

Здесь  $S(B, N_j)$  определено как в (2.18),  $c(B, N)$  – число включенных в расчет по (2.18) пар заполненных узлов сетки. Весовая функция  $p$  подобрана экспериментально таким образом, чтобы отдавать предпочтение фрагментам поля  $W$ , наименее отличающимся от фрагмента в базовом окне по критерию SAD с учетом числа узлов, участвовавших в вычислении критерия. Теперь вектор направления экстраполяции для данного узла  $(x, y)$  можно вычислить как вектор, соединяющий узел  $N^*$  с узлом  $B$ , или, разделив для удобства дальнейших вычислений на  $d/2$ , следующим образом:

$$\vec{v} = (v_x; v_y) = (1; 2 \cdot (y_B - y_S)/d). \quad (2.20)$$

Полученный вектор (см. рисунок 2.5a) задает направление экстраполяции поля  $W$  при заполнении лакуны слева (с запада). Для краткости здесь не будут приведены аналогичные формулы для вычисления направления экстраполяции

справа (с востока). Их вывод осуществлялся на основе тех же рассуждений, а отличия от приведенных выше выражений (2.13-2.20) сводятся к зеркальной замене направления всех вычислений по горизонтали, т.е., практически, к замене знака всех переменных горизонтальных индексов и пределов их изменений на противоположные. Ниже описан второй этап сшивки лакун, т.е. собственно процедура экстраполяции поля  $W$  в область лакуны по заданному направлению (2.20).

Процедура экстраполяции состоит в «распространении» значений  $W$ , лежащих внутри базового окна (см. выше), в область лакуны в направлении, указанном вектором (2.20). Значение  $W$  в каждом из узлов базового окна может дать вклад в несколько значений в узлах лакуны с весовыми коэффициентами, зависящими от расстояния «распространения». Максимальное расстояние распространения по горизонтали,  $D$ , пропорционально характерному масштабу экстраполяции  $d$ :

$$D = f \cdot d \quad (2.21)$$

Как правило, коэффициент  $f$  выбирался равным 1, однако может быть задано другое значение, меньшее 1, например, 0,5 или 0,33. Такой вариант экстраполяции может быть полезен для сглаживания слишком изрезанных границ лакуны и/или уменьшения ее ширины до окончательного заполнения. В этом случае, лакуна заполняется после повторной процедуры сшивки с новым значением  $f$ .

Процедура распространения значения  $W_J = W_{x^i, y^j}$  из каждого заполненного узла  $J = (x^i, y^j)$ ,  $w_{x^i, y^j} = -1$  базового окна вправо (на восток) состоит в обновлении значений  $W$  и весовых коэффициентов  $w$  в узлах сетки  $(x^{i+m}, y^{j+n})$ , через которые проходит в направлении (2.20) вектор, начинающийся в узле  $J$  и имеющий длину горизонтальной компоненты, равную (2.21). Обновление  $W$  осуществляется прибавлением слагаемого, пропорционального стартовому значению  $W_J$  и

«коэффициенту затухания», определяемому текущим расстоянием распространения.

$$\begin{aligned}
 W_{x^{i+m}, y^{j+n}} &:= \begin{cases} W_{x^{i+m}, y^{j+n}} + W_J \cdot \exp(-2 \cdot m/d), & \text{при } w_{x^{i+m}, y^{j+n}} \geq 0, \\ W_{x^{i+m}, y^{j+n}}, & \text{при } w_{x^{i+m}, y^{j+n}} = -1. \end{cases} \\
 w_{x^{i+m}, y^{j+n}} &:= \begin{cases} w_{x^{i+m}, y^{j+n}} + \exp(-2 \cdot m/d), & \text{при } w_{x^{i+m}, y^{j+n}} \geq 0, \\ -1, & \text{при } w_{x^{i+m}, y^{j+n}} = -1 \end{cases} \\
 n &= [m \cdot v_y], m = 1..D.
 \end{aligned} \tag{2.22}$$

Как видно из (2.22), пересчету не подлежат те значения  $W$  в узлах сетки отрицательными весами, т.е. рассчитанные до текущей процедуры сшивки, например, на этапе интерполяции. Индексы  $m$  и  $n$  изменяются согласованно, чтобы направление распространения значения из исходного узла соответствовало вектору (2.20). Ограничение на максимальное распространение задается предельным значением  $m$  (горизонтального сдвига), равным  $D$ . Процедура (2.22) выполняется при всех допустимых значениях  $m$  для каждого из заполненных узлов  $J$  в пределах базового окна. Аналогичные выражения для распространения значений  $W$  на запад из восточной окрестности лакуны из соображений краткости приведены не будут.

Алгоритм выполняет поиск узлов, принадлежащих западным и восточным границам лакун, последовательно проходя все узлы сетки, и для каждого найденного граничного узла рассчитывает вектор экстраполяции (2.20) и проводит процедуру распространения значений  $W$ . Только после того, как для всех граничных узлов выполнены эти процедуры, происходит нормировка значений  $W_{x,y}$  в лакунах с учетом накопленных весов  $w_{x,y}$ :

$$W_{x,y} := \begin{cases} W_{x,y} / w_{x,y}, & \text{при } w_{x,y} > 0, \\ W_{x,y}, & \text{при } w_{x,y} \leq 0. \end{cases} \tag{2.23}$$

Результат сшивки для фрагмента поля  $W$ , приведенного на рисунке 2.5а, показан на рисунке 2.5б. Если после однократной сшивки некоторые лакуны остаются не до конца заполненными, процедуру можно повторить. Для этого достаточно заново инициализировать массив весовых коэффициентов  $w_{x,y}$ , приравняв их  $-1$  во всех узлах, где они имеют ненулевые значения. Смысл инициализации заключается в том, чтобы установить все вычисленные к этому моменту значения  $W$  (интерполированные и экстраполированные) в качестве исходных (неизменяемых) для следующей процедуры сшивки.

### 2.2.3. Пространственно-временная интерполяция

Дальнейшая пространственно-временная интерполяция опорных полей в основных чертах воспроизводит классические алгоритмические решения задачи оценки и компенсации движения. Шаг оценки движения (восстановление векторного поля движения) реализован с помощью пирамидального блочного метода анализа оптического потока [Anandan, 1989]. Идеологически он очень близок к построенному выше алгоритму расчета локального направления изолинии поля (2.20), с тем существенным различием, что поиск соответствия блоком осуществляется не для одного опорного поля, а для пары опорных полей, соответствующих двум последовательным наблюдениям. Аналогично, шаг компенсации движения близок к алгоритму экстраполяции поля внутрь лакуны (2.21-2.23). По указанным причинам, детальное описание этих алгоритмических шагов не требуется. Внимание уделено лишь некоторым качественным аспектам реализации расчетной схемы.

Рисунок 2.6 схематично иллюстрирует шаг оценки движения, выполняемый с помощью пирамидального блочного метода анализа оптического потока. Алгоритм использует два опорных поля,  $W(t)$  и  $W(t + \Delta T)$ , хронологически следующих друг за другом ( $t$  – условный момент времени наблюдений;  $\Delta T$  – период обзора). Поле  $W(t)$  разбивается на  $N$  блоков  $B_i^{(1)}$ ,  $i = 1..N$  – геометрически равных областей, в совокупности перекрывающих всю расчетную

сетку (прямоугольники на рисунке 2.6), т.е. так, чтобы каждый узел сетки содержался хотя бы в одном из блоков. Положение  $i$ -го блока однозначно определяется парой чисел  $(x_i, y_i)$ , задающих координаты определенного (например, углового) узла блока. Для каждого блока  $B_i^{(1)}$  опорного поля  $W(t)$  осуществляется поиск «похожего», т.е. наиболее близкого по заданной метрике, блока  $B_i^{(1)}$  в поле  $W(t + \Delta T)$ . Поиск осуществляется в ограниченной (пропорциональной размеру блока) окрестности положения  $(x_i, y_i)$ . Если наиболее похожий блок найден в положении  $(x'_i, y'_i)$ , то  $i$ -му блоку ставится в соответствие вектор смещения  $\vec{m}_i = (x'_i - x_i, y'_i - y_i)$ .

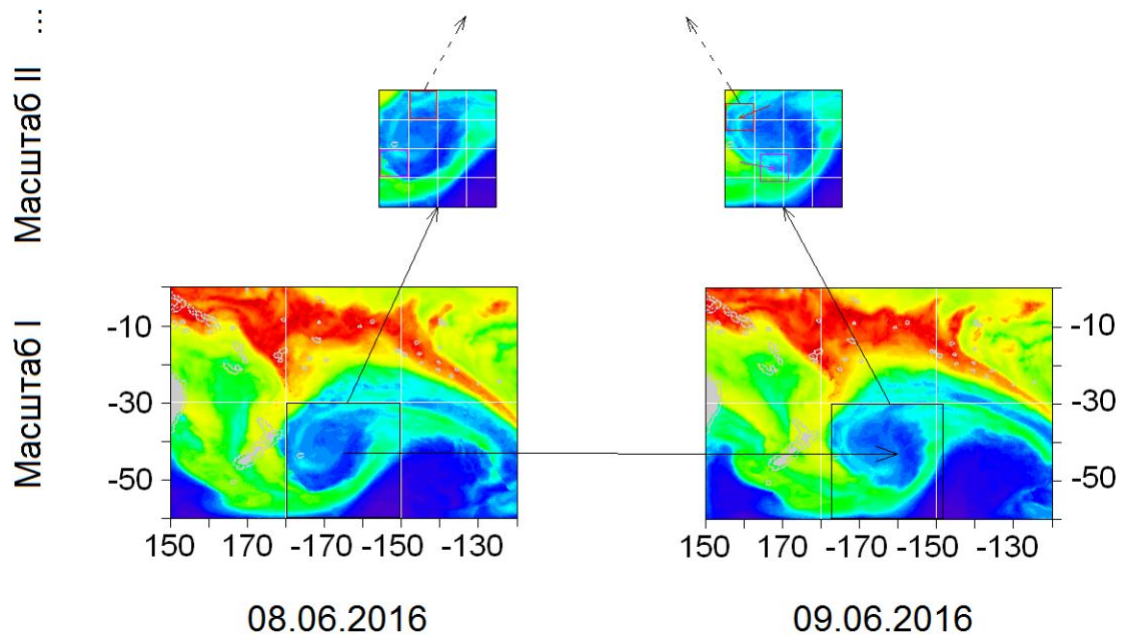


Рисунок 2.6 – Схематичная иллюстрация пирамидального метода оценки движения. Изображения в левой части – интегральное влагосодержание по данным спутникового радиотеплового мониторинга за 08.06.2016 (местное время измерений около 15:00); в правой части – за 09.06.2016 (около 03:00). Нижний ряд изображений – анализ на самом крупном пространственном масштабе. Выявлено смещение блока, ограниченного черной рамкой, примерно на  $2,5^\circ$  на восток. Верхний ряд изображений – анализ соответствующих блоков на более детальном пространственном масштабе. Выявлены смещения отдельных блоков, показанные на правом верхнем изображении стрелками. Далее анализ продолжается на последовательно убывающих пространственных масштабах.

В результате применения этой процедуры ко всем блокам опорного кадра формируется поле векторов  $\mathbf{M}$ , связывающее попарно блоки  $W(t)$  с подобными и близкими по положению блоками  $W(t + \Delta T)$ . Векторы смещений, формирующие поле  $\mathbf{M}$ , не всегда имеют смысл перемещения объектов в плоскости наблюдения. Близость пары блоков по заданной метрике не означает тождественность наблюдаемых объектов, особенно если найденное наилучшее соответствие не является «достаточно» хорошим. В частности, может возникнуть проблема выбора ложной цели из равноправных (по критерию близости) альтернатив. Алгоритм оценки движения должен удовлетворять требованиям непрерывности получаемого поля смещений и устойчивости к взаимным смещениям (или деформациям) объектов разных масштабов. С этой целью процедура строится иерархически. Сначала проводится анализ для больших блоков, дающий грубую на устойчивую оценку поля на наиболее крупных масштабах, затем размеры блоков и областей поиска последовательно уменьшаются (причем центры областей поиска смещаются в соответствии с ранее полученными оценками векторов смещений), обеспечивая все более детальное приближение при сохранении непрерывности  $\mathbf{M}$ .

С той же целью получения более подробного и точного представления о поле  $\mathbf{M}$  применяют еще ряд приемов. Так, располагают блоки опорного кадра не «в стык» (чтобы каждый пиксель кадра принадлежал ровно одному блоку), а с наложением друг на друга, сокращая расстояния между центрами блоков вплоть до одного пикселя по каждому направлению. Длины векторов смещений рассчитывают с субпиксельной точностью, предварительно проведя простейшую (например, билинейную) интерполяцию сравниваемых кадров. Если имеется априорная информация об анизотропии наблюдаемых объектов или преимущественном направлении их перемещения, размеры блоков и/или области поиска могут варьировать независимо по разным измерениям.

Считая, что поле  $\mathbf{M}$  адекватно описывает перемещения объектов (элементов поля  $W$ ) за известный интервал времени  $\Delta T$ , легко вычислить (в

линейном приближении) поле скоростей наблюдаемых объектов и оценить положения этих объектов в промежуточные моменты времени, т.е., фактически, провести пространственно-временную интерполяцию поля. Такую процедуру иногда называют «компенсацией движения» [Richardson, 2003; Гришин и др., 2008]. Для этого необходимо реализовать операцию действия заданного поля смещений (поля  $\mathbf{M}$ , помноженного на коэффициент  $k$  в диапазоне от 0 до 1) на опорное поле  $W(t)$ , результатом которой является новое поле, определенное на той же расчетной сетке,  $W(t + k \cdot \Delta T)$  с соответственно смещенными элементами (блоками). Как указано выше, эта операция вполне аналогична описанным выше расчетным шагам (2.21-2.23). Одной из сложностей является то, что блоки опорного поля после смещения не обязательно будут в совокупности покрывать всю расчетную сетку. Для устранения пропусков следует доопределить поле смещения по непрерывности: рассчитать средний вектор смещения для блоков, покрывающих окрестность пропуска данных, и найти (или интерполировать) область опорного поля, которая в результате рассчитанного смещения закроет этот пропуск. Наиболее остро проблема встает на краях расчетной сетки. В этом случае описанный выше прием закрытия пропусков может не сработать, и временную интерполяцию таких областей приходится проводить более примитивными средствами, например, методом локальной «оптимальной» интерполяции по времени обрабатываемой пары полей. В связи с этим, для работы с глобальными полями интегрального влагосодержания расчетная сетка построена так, чтобы ее левый (западный) и правый (восточный) края проходили в основном над областями суши (по  $20^\circ$  в.д.).

Поскольку за интервал времени между парой интерполируемых геофизических полей наблюдаемые объекты могут не только смещаться, но и менять свои локальные свойства (например, за счет фазовых переходов атмосферной влаги), то для повышения точности процедуру компенсации движения следует реализовывать симметрично относительно обоих кадров. При этом для расчета состояния поля на момент времени  $t + k \cdot \Delta T$  на опорное поле



$W(t)$  действуют векторным полем смещений  $k \cdot \mathbf{M}$ , а на опорное поле  $W(t + \Delta T)$  – полем  $(k - 1) \cdot \mathbf{M}$ , после чего результаты двух действий объединяют по аналогии с вышеописанным алгоритмом (2.21-2.23).

Интерполированное на промежуточный момент времени поле  $W(t + k \cdot \Delta T)$  представляет собой, в итоге, взвешенную сумму трансформированных фрагментов полей опорных полей и, в общем случае, не тождественно трансляционному преобразованию любого из них с помощью некоторого эффективного векторного поля смещений  $\mathbf{M}'$ . По этой причине, для достижения высокой дискретности интерполяции по времени (уменьшения шага  $k \cdot dT$ ) в представленном в диссертации подходе не производится расчет с одним и тем же полем  $\mathbf{M}$  при разных значениях  $k$ . Вместо этого фиксировано значение  $k = 0,5$ , что соответствует интерполяции на момент, равноудаленный по времени от двух последовательных наблюдений. После выполнения расчетов формируется новая последовательность опорных полей, куда включаются и интерполированные на предыдущем шаге, после чего шаги оценки и компенсации движения повторяются. Каждый повтор приводит к эффективному уменьшению шага дискретизации по времени в два раза, т.е. от 12 часов к 6, 3 и 1,5 часа соответственно. Как правило, дальнейшее уменьшение шага дискретизации не имеет смысла, так как исходные спутниковые данные, используемые при построении опорных полей, можно считать «синхронными» над одними и теми же областями наблюдений с точностью около 1 – 1,5 часа. Исключение могут составлять ограниченные выборки данных, используемые для регионального анализа мезомасштабных атмосферных процессов.

В совокупности описанные в предыдущих пунктах алгоритмы обеспечивают возможность пространственно-временной интерполяции геофизических полей, учитывающей динамику протекающих в них многомасштабных процессов. Кроме восстановления состояний полей на промежуточные между измерениями моменты времени осуществляется расчет векторных полей смещений, характеризующих, с точностью до геометрической

коррекции и нормировки, средние скорости адвекции (горизонтальных движений) в наблюдаемых полях. При этом, как видно, существует множество вариантов реализации и настройки интерполяционной схемы, а априорная оценка ее точности практически невозможна. Построение конкретной реализации, наиболее адекватной цели исследования, требует эмпирического подбора параметров. Затем осуществляется апостериорная оценка точности интерполяции. Результаты анализа точности расчетных схем, примененных в рамках работ по тематике представленной диссертации, обсуждены в следующем разделе. Анализ выполнен по методике, полностью аналогичной примененной в [Wimmers, Velden, 2011] для оценки точности предложенного там метода «бесшовного адвективного смешивания» (seamless advective blending).

### 2.3. Точность восстановления динамики геофизических полей

Во многих случаях глобальные суточные поля некоторого геофизического параметра  $W$  могут быть получены по данным как минимум двух независимых серий спутниковых микроволновых измерений,  $A$  и  $B$ . Будем обозначать такие «исходные» поля  $W^A$  и  $W^B$  и считать, что они построены на регулярной географической сетке, как описано в предыдущих пунктах. Значения полей  $W^A$  и  $W^B$  в одном и том же узле сетки  $i$  обозначим как  $W_i^A$  и  $W_i^B$  соответственно.

Для заданных суток наблюдений разность

$$\delta_i = W_i^A - W_i^B \quad (2.24)$$

будет, вообще говоря, отлична от нуля по двум основным причинам. Во-первых, из-за погрешностей восстановления полей  $W$  и индивидуальных особенностей измерений разными приборами, и, во-вторых, из-за естественных изменений, произошедших в поле  $W$  в промежутке времени  $\Delta t$  между измерениями этими приборами. В случае солнечно-синхронных орбит время  $\Delta t$  примерно постоянно для всех узлов сетки и определяется местным временем восходящих

(нисходящих) узлов двух спутников. Спутниковое радиотепловидение позволяет осуществить пространственно-временную интерполяцию поля  $W$  (например, на основе исходных данных  $W^A$ ) и, таким образом, для каждого узла  $i$  подобрать значение  $W_i^A(t)$ , максимально «синхронизованное» с соответствующим значением  $W_i^B$ . При этом абсолютная величина разности (2.24) должна уменьшиться за счет минимизации  $\Delta t$ . Однако, возникают дополнительные ошибки интерполяции, которые могут сказываться в сторону увеличения разности (2.24).

В качестве интегрального критерия отличия интерполированного поля  $W_i^A(t)$  от независимо полученного  $W_i^B$  при фиксированном значении  $\Delta t$  можно использовать среднюю величину модуля  $\delta_i$  по всем заполненным узлам сетки (и более широко – по всем  $N$  измерениям длительной серии):

$$e_\delta(\Delta t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\delta_i|. \quad (2.25)$$

Исследование величины  $e_\delta$  как функции  $\Delta t$  позволяет проанализировать «синхронизирующее» влияние пространственно-временной интерполяции данных, т.е. ожидаемое уменьшение  $e_\delta$  по мере уменьшения модуля  $\Delta t$ . В то же время, минимально достижимое значение  $e_\delta$  является естественной мерой точности пространственно-временной интерполяции. Аналогичный подход и тот же критерий точности интерполяции принят в работе [Wimmers, Velden, 2011] и использован в диссертации для простоты сопоставления. Кроме того, ниже представлена аппроксимация полученных распределений  $\delta_i$  при разных  $\Delta t$  функциями Гаусса

$$g(x) = A \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (2.26)$$

и Коши-Лоренца

$$f(x) = A \frac{\gamma}{(x - \mu)^2 + \gamma^2} \quad (2.27)$$

для оценки их симметричности, наличия систематической погрешности и вероятности возникновения существенных ошибок интерполяции.

В качестве основных рядов данных в исследовании точности интерполяционной схемы были использованы стандартные продукты компании Remote Sensing Systems (RSS), а именно суточные поля  $W$  интегрального влагосодержания атмосферы, восстановленные по измерениям приборами SSMIS со спутников F16 ( $W^{F16}$ ) и F17 ( $W^{F17}$ ) серии DMSP в ноябре 2013 года. При этом, в качестве единицы измерения величин  $W$  и, соответственно, невязок (2.24) и средних ошибок интерполяции (2.25) приняты миллиметры (высоты столба осажденной влаги), 1 мм соответствует влагосодержанию 1 кг/м<sup>2</sup>. Пространственно-временной интерполяции были подвергнуты продукты  $W^{F16}$ , дополненные незначительными объемами других данных для реализации процедуры построения опорных полей (см. выше). Дополнительно к анализу были привлечены продукты обработки данных AMSR-2 ( $W^A$ ) и SSM/I F15 ( $W^{F15}$ ). Детали процедуры обработки и анализа описаны в [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а].

При сопоставлении исходных полей  $W^A$  (по данным AMSR-2), в отличие от полей  $W^{F17}$ , с интерполированными полями  $W^{F16}$  необходимо принять во внимание наличие дополнительных факторов, увеличивающих ошибку (2.25) и не устранимых интерполяцией: различия характеристик измерительных приборов, параметров орбиты и методов калибровки и восстановления значений  $W$ . В этой части исследования интерес представляли прежде всего: средняя величина ошибки (2.25) для не интерполированных данных SSMIS и AMSR-2 (поскольку в комплексных исследованиях данные различных спутниковых приборов зачастую используются совместно без предварительной интерполяции); качественное влияние интерполяции, т.е. изменение ошибки (2.25) по мере синхронизации данных; а также величина ошибки, достигаемая при наилучшей синхронизации.

Во всех случаях сопоставления были использованы выборки данных объемом порядка  $10^7$  пар интерполированных и независимо измеренных (восстановленных на основе спутниковых радиотепловых измерений) значений  $W$  на расчетной сетке глобального покрытия с шагом  $0,25^\circ$ .

На рисунке 2.7 показаны результаты расчета ошибки интерполяции  $e_\delta$  как функции  $\Delta t$  при сопоставлении интерполированных полей  $W^{F16}$  и исходных  $W^{F17}$ . Отрицательные значения  $\Delta t$  соответствуют случаям интерполяции данных F16 на более ранние моменты времени, чем время измерения F17 в соответствующих узлах сетки. Наилучшая синхронизация рядов данных обеспечивается при значении  $\Delta t = +0,5$  часа. Значение  $\Delta t = -1$  час, обозначенное на рисунке 2.7 вертикальной стрелкой, соответствует временному интервалу между реальными (ближайшими по времени) измерениями F16 и F17.

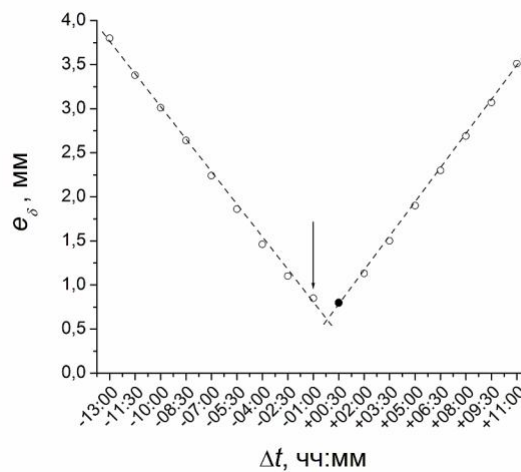


Рисунок 2.7 – Средняя невязка интерполированных полей интегрального влагосодержания атмосферы по данным SSMIS F16 с независимыми данными по измерениям SSMIS F17 как функция «синхронизации».

Нужно отметить следующие основные особенности  $e_\delta$ . Во-первых,  $e_\delta$  как функция  $\Delta t$  демонстрирует близкое к линейному убывание одновременно с убыванием модуля  $\Delta t$ . На рассмотренном интервале  $\pm 12$  часов значения  $e_\delta$  лежат в диапазоне 0,8 – 4,0 мм. Обе эти особенности хорошо согласуются с результатами, полученными в [Wimmers, Velden, 2011] и, в частности, показанными на графике рисунка 8 этой работы (здесь не воспроизведенном).

Кроме того, минимальное значение  $e_\delta$  достигается при минимальном по модулю значении  $\Delta t$ , а прямые, аппроксимирующие две группы значений  $e_\delta$  при положительных и отрицательных  $\Delta t$ , сходятся при  $\Delta t$ , близком к 0 (пунктирные линии на рисунке 2.7). Это подтверждает адекватность описания эволюции поля  $W$  принятой интерполяционной схемой. Интегральной мерой погрешности принятой схемы интерполяции следует считать величину  $e_\delta$ , вычисленную для минимального по модулю  $\Delta t$ . Эта величина на исследованной выборке данных составила 0,8 мм (рисунок 2.7, черный кружок), что лежит внутри интервала 0,5 – 2,0 мм, и очень близка к предельно достижимому значению 0,5 мм, определяемому ошибками в исходных данных. Она, в частности, меньше, чем та же величина, вычисленная для не интерполированных данных F16 и F17 (0,85 мм), а также меньше погрешностей 1,0 – 1,2 мм схемы [Wimmers, Velden, 2011], возникающих при экстраполяции исходных данных на минимальный рассмотренный в цитированной работе часовой временной интервал вперед или назад (рисунок 8 указанной работы).

На рисунке 2.8 показаны распределения всей совокупности невязок  $\delta_i$  (2.24) между исходными полями  $W^{F17}$  и интерполированными полями  $W^{F16}$  для случаев а)  $\Delta t = +0,5$  часа (поля  $W^{F16}$  максимально «синхронизованы» с  $W^{F17}$ ) и б)  $\Delta t = -1$  час (поля  $W^{F16}$  до интерполяции) в виде гистограммы числа случаев  $N_\delta$ , в которых невязка составила величину  $\delta$  мм. Распределения имеют ярко выраженный мономодальный характер и практически симметричны. Они с высокой точностью могут быть приближены функциями Гаусса (2.26) и Коши-Лоренца (2.27). Соответствующие параметры аппроксимации можно рассматривать как оценку систематической ( $\mu$ ) и случайной ( $\sigma$ ,  $\gamma$ ) погрешности интерполяции, имея в виду, что свой вклад в них вносят и исходные ошибки восстановления  $W$ .

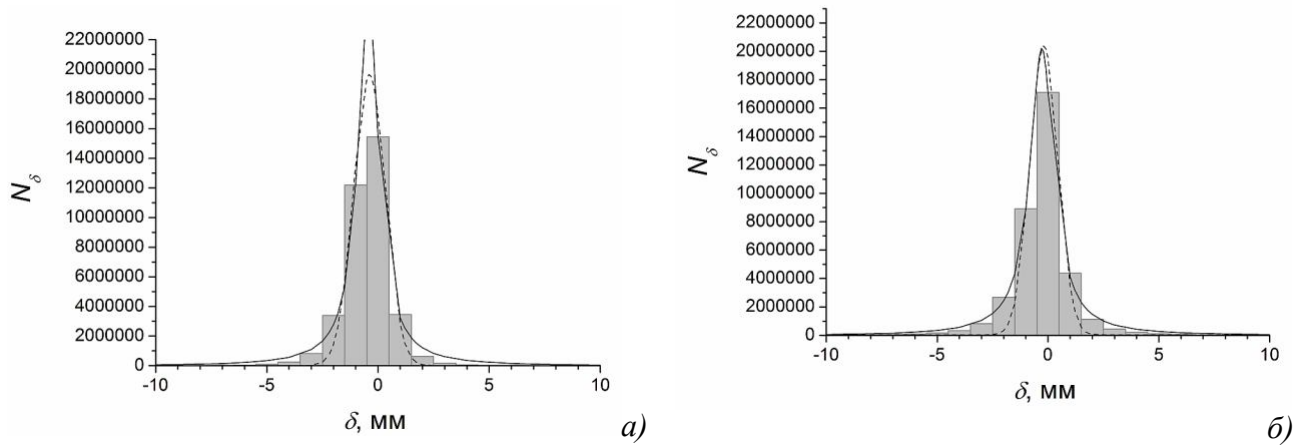


Рисунок 2.8 – Распределение невязок интерполяции для случаев *a)*  $\Delta t = +0,5$  часа и *б)*  $\Delta t = -1$  час; аппроксимация функциями Гаусса (пунктир) и Коши-Лоренца (сплошная линия)

Близость среднего значения (параметра сдвига) к 0 и, в особенности, малые отличия этих значений (около 0,2 мм) для рассмотренных случаев свидетельствуют об отсутствии существенной систематической погрешности интерполяции. Узость распределения (значение среднеквадратичного разброса  $\sigma$ , параметра масштаба  $\gamma$ ) еще раз показывает общую высокую точность интерполяции. Исходя из полученных параметров распределений (2.26), (2.27) можно дать оценку вероятности возникновения значительных невязок (2.24) в отдельных узлах расчетной сетки. В Таблице 2.1 резюмированы результаты проведенного анализа: значения среднего (параметра сдвига)  $\mu$ , среднеквадратичного отклонения  $\sigma$  (параметра масштаба  $\gamma$ ), критериев  $R^2$  качества аппроксимации. Кроме того, с использованием аппроксимаций распределения функциями (2.26), (2.27) на отрезке  $|\delta_i| \leq 75$  мм численно оценены величины  $\delta_{0,95}$  и  $\delta_{0,99}$ , которые не превышает абсолютное значение невязки в 95% (99%) случаев (аналоги квантилей распределения) для  $\Delta t = +0,5$  часа и  $\Delta t = -1$  час. Полученные величины (см. Таблицу 2.1) при аппроксимации функцией Коши-Лоренца (2.27) лежат внутри соответствующих интервалов значений, полученных в [Wimmers, Velden, 2011]: 3 – 7 мм погрешности для 95% случаев и

5 – 12 мм для 99% случаев, а при аппроксимации функцией Гаусса даже оказываются значительно ниже.

Следует отметить, что функция Коши-Лоренца (2.27) несколько лучше описывает края распределения  $\delta_i$ . (см. рисунок 2.8 и Таблицу 2.1). Возможное объяснение состоит в том, что в результате предварительной обработки данных в RSS, включающей сложные процедуры калибровки, значения невязок  $\delta_i$  (разностей  $W^{F16}$  и  $W^{F17}$ ) перестают быть нормально распределенными величинами, а вместо этого характер нормального распределения принимает величина, зависящая от отношения  $W^{F16}$  и  $W^{F17}$ . Указанные свойства распределения  $\delta_i$  сохраняются и при значениях  $\Delta t$ , отличных от рассмотренных. При этом лишь возрастает ширина распределения. В качестве иллюстрации этого факта в Таблице 2.2 приведены соответствующие значения параметра сдвига  $\mu$  (положение максимума), параметра масштаба  $\gamma$  (меры ширины) и качества аппроксимации (критерий  $R^2$ ) распределения Коши-Лоренца (2.27) для ряда значений  $\Delta t$ . Из таблицы видно, что параметр  $\gamma$  («полуширина» распределения) монотонно убывает до 0,56 мм при приближении к значению  $\Delta t = +0,5$  часа с обеих сторон. При этом центр распределения (параметр  $\mu$ ) колеблется в узком диапазоне значений от  $-0,44$  до  $-0,16$  мм ( $-0,27$  мм для не интерполированных данных). Существенного вклада ошибок интерполяции в систематическую погрешность восстановления  $W$  нет.

Таблица 2.1. Характеристики распределения невязок интерполяции

$\Delta t$ , час	Аппроксимация функцией Гаусса (2.26)					Аппроксимация функцией Коши-Лоренца (2.27)				
	$\mu$ , мм	$\sigma$ , мм	$R^2$	$\delta_{0,95}$ , мм	$\delta_{0,99}$ , мм	$\mu$ , мм	$\gamma$ , мм	$R^2$	$\delta_{0,95}$ , мм	$\delta_{0,99}$ , мм
+0,5	-0,39	0,83	0,994	1,7	2,6	-0,44	0,56	0,996	4,2	8,6
-1,0	-0,18	0,74	0,986	1,5	2,4	-0,27	0,64	0,998	4,7	9,5

Таблица 2.2. Параметры аппроксимации распределения невязок функцией Коши-Лоренца

$\Delta t$ , час	-8,5	-7,0	-5,5	-4,0	-2,5	-1,0	+0,5	+2,0	+3,5	+5,0	+6,5	+8,0
$\mu$ , мм	-0,37	-0,37	-0,39	-0,39	-0,43	-0,27	-0,44	-0,35	-0,31	-0,22	-0,22	-0,16
$\gamma$ , мм	1,83	1,55	1,29	1,05	0,80	0,64	0,56	0,89	1,13	1,39	1,66	1,94
$R^2$	0,994	0,996	0,995	0,996	0,996	0,998	0,996	0,997	0,997	0,998	0,997	0,997



На рисунке 2.9 показаны результаты расчета ошибки интерполяции  $e_\delta$  как функции  $\Delta t$  при сопоставлении полей  $W^{F16}$  (интерполированных) и  $W^A$  (исходных). Отрицательные значения  $\Delta t$  соответствуют случаям интерполяции данных SSMIS на более ранние моменты времени, чем время измерения AMSR-2 в соответствующих узлах сетки. Наилучшая синхронизация рядов данных обеспечивается при значении  $\Delta t = +0,5$  часа. Значение  $\Delta t = +3,5$  часа, обозначенное на рисунке 2.9 вертикальной стрелкой, соответствует временному интервалу между реальными измерениями SSMIS F16 и AMSR-2.

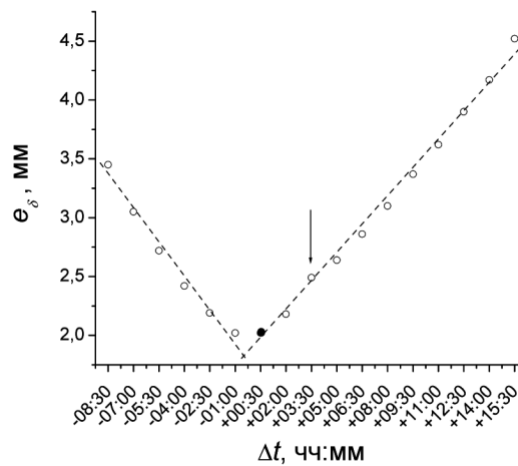


Рисунок 2.9 – Средняя невязка интерполированных полей интегрального влагосодержания атмосферы по данным SSMIS F16 с независимыми данными по измерениям AMSR-2 как функция «синхронизации».

Рисунок 2.9 воспроизводит все основные особенности графика на рисунке 2.7. Единственным существенным отличием является возросшее значение минимума  $e_\delta$ , достигаемого при наилучшей синхронизации полей. Характер зависимости  $e_\delta$  от  $\Delta t$  позволяет говорить о том, что величина погрешности обусловлена не накоплением ошибки интерполяции, а, в первую очередь, неоднородностью происхождения исходных рядов данных (разные приборы, параметры наблюдения и алгоритмы обработки) и связанными с ней расхождениями в оценках  $W$ . Во всяком случае, пространственно-временная интерполяция позволяет уменьшить величину  $e_\delta = 2,5$  мм, полученную для

исходных (не интерполированных) данных, до значения 2,0 мм при наилучшей «синхронизации», которое укладывается в диапазон 0,5 – 2,0 мм. Следует заметить, что в работе [Wimmers, Velden, 2011] указанный диапазон погрешностей получен при анализе только данных SSMIS F16 и F17. Более детальное описание проведенного анализа содержится в работе [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а].

В заключение этого раздела следует кратко остановиться также на вопросе точности восстановления векторных полей адвекции, вычисляемых на шаге оценки движения, который является методически более сложным [Ермаков, 2018]. Независимые экспериментальные данные в статистически значимом объеме, фактически, отсутствуют. Сопоставление с основанными на данных моделирования полуэмпирическими оценками, например, [Wimmers, Velden, 2011], вызывает встречный вопрос о точности последних. Косвенным доказательством удовлетворительной в целом точности восстановления поля адвекции является высокая точность восстановления интерполированных полей интегрального влагосодержания (см. выше). К сожалению, такая проверка, в принципе, не исключает возможности систематической ошибки, которая может возникать на шаге оценки движения и «самосогласованно» компенсироваться на шаге компенсации движения. Для исключения такой возможности была проведена тестовая обработка специально синтезированных последовательностей полей, смещенных относительно исходного образца на заданный постоянный вектор. Результаты анализа показали, что в этом простейшем случае средняя ошибка восстановления вектора смещения не хуже одного узла сетки по каждому измерению в широком диапазоне длин вектора адвекции (до 64 узлов или 1600 км при шаге сетки  $0,25^\circ$ ) [Ермаков, 2018]. Основной вклад в среднюю ошибку, как и следовало ожидать, дают области резкого разрыва: края сетки, границы перехода суша-вода. При малых скоростях адвекции существенным фактором ошибки может стать пространственно-временная дискретизация исходных данных. Учитывая, что алгоритм оценки движения работает с субпиксельным разрешением [Ермаков и др., 2011; Ermakov et al., 2011], движение становится

полностью неразличимым, когда элементы поля проходят за 12 часов меньше половины расстояния между соседними узлами сетки, т.е. движутся со скоростью меньше 1,16 км/ч или 0,32 м/с. Такая дискретизация представляется вполне удовлетворительной для задач, включенных в рассмотрение в диссертационной работе.

Дополнительно анализ точности восстановления полей адвекции проводился путем сопоставления в динамике положений радиотепловых образцов тропических циклонов в интерполированных полях с их положениями, известными из данных независимых измерений. Наиболее наглядно и полно такое сопоставление возможно при визуализации в режиме потокового видео [Zhu, Newell, 1994; Ermakov et al., 2011]. На рисунке 2.10 приведен иллюстрирующий пример, который можно рассматривать как последовательность кадров короткого фрагмента такого видео.

В приведенном примере использованы «мгновенные» (т.е. интерполированные к фиксированному моменту всемирного времени, UTC) глобальные поля интегрального влагосодержания атмосферы. Методика построения «мгновенных полей» описана ниже в параграфе 2.5 и более развернуто в работе [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а]. На эти поля наложены символы, обозначающие положения тропических циклонов в стадии урагана (тайфуна). Их образ в поле интегрального влагосодержания представляет собой четко выраженную спираль, что позволяет определить положение их центров с погрешностью в несколько узлов расчетной сетки, т.е. долей градуса. Такая точность вполне удовлетворительна для решения задач, описанных в последующих главах диссертации. Независимая информация о траекториях и других характеристиках тропических циклонов заимствована из [Покровская, Шарков, 2006].

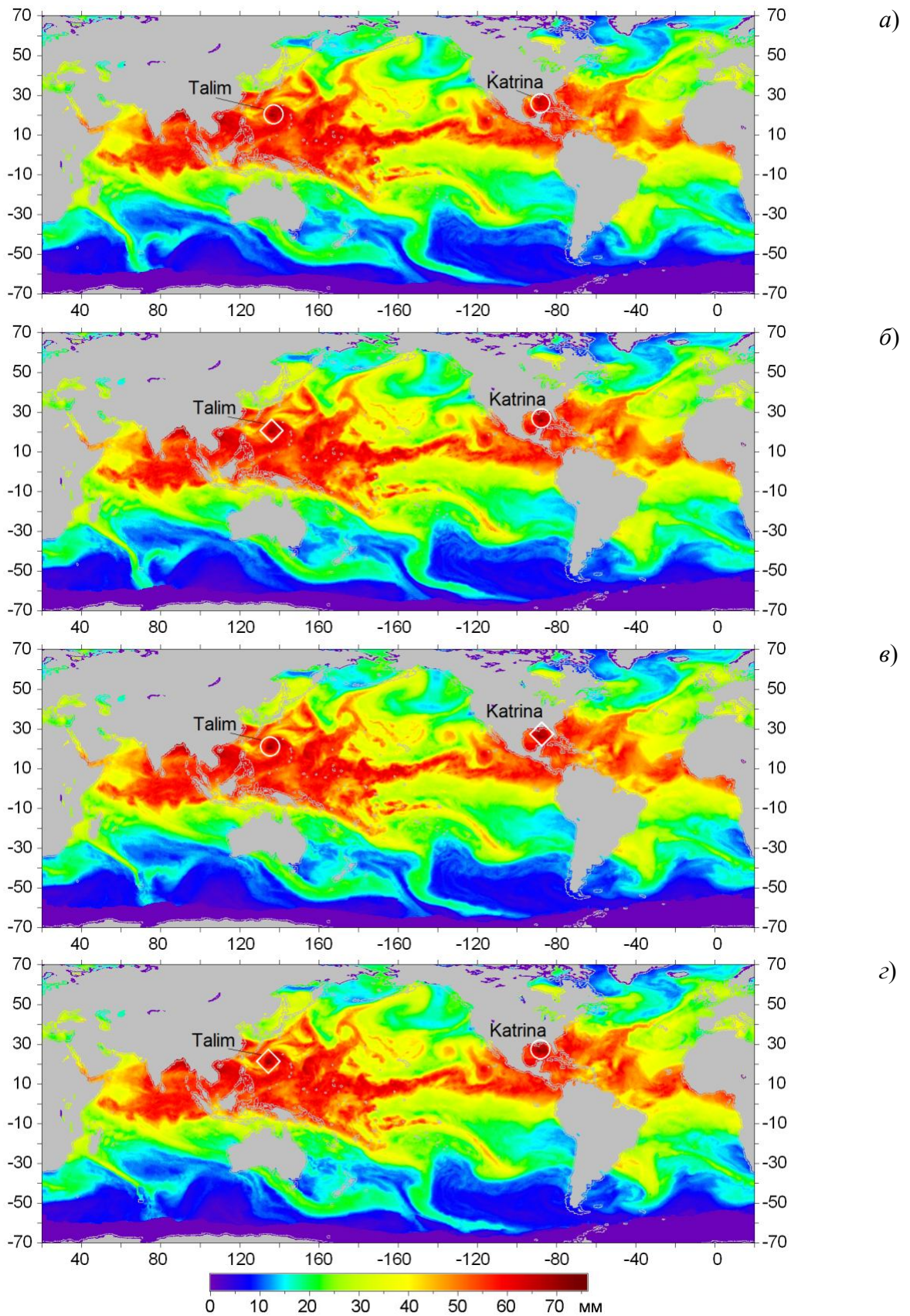


Рисунок 2.10 – Глобальное поле интегрального влагосодержания атмосферы 28.08.2015 года (цвет, шкала значений внизу) в 12:00 UTC (а), 15:00 UTC (б), 18:00 UTC (в), 21:00 UTC (г) и положения тропических циклонов Talim и Katrina (белые окружности и ромбы) в соответствующие моменты времени.

Следует подчеркнуть, что положения центров тропических циклонов в поле интегрального влагосодержания определялись вручную, и выполненный анализ нужно рассматривать в первую очередь с точки зрения адекватности воспроизведения величины и направления смещений малых элементов интерполируемых полей, а не задачи определения абсолютных положений центров тропических циклонов (эффективно решаемой другими средствами).

Пример на рисунке 2.10 иллюстрирует состояние атмосферы на 28.08.2005. Поля интегрального влагосодержания интерполированы к моментам времени а) 12:00 UTC; б) 15:00 UTC; в) 18:00 UTC; г) 21:00 UTC. На этот интервал времени в базе данных [Покровская, Шарков, 2006] содержится информация о двух тропических циклонах, достигших стадии урагана (тайфуна). Это ТЦ Katrina в Северной Атлантике и ТЦ Talim на северо-западе Тихого океана. Данные о положении центра ТЦ Katrina имеются на 12:00, 15:00 и 21:00 UTC, по ТЦ Talim – на 12:00 и 18:00 UTC (т.е. с шагом по времени не хуже 6 часов). На соответствующих изображениях они показаны белыми окружностями. Для наглядности координаты центра ТЦ Katrina на 18:00 UTC и ТЦ Talim на 15:00 UTC и 21:00 UTC интерполированы по соседним значениям и также показаны на соответствующих изображениях белыми ромбами.

Видно, что интерполированные поля интегрального влагосодержания адекватно отражают динамику перемещения обоих тропических циклонов. Следует отметить, что за рассмотренный интервал времени ТЦ Katrina переместился на  $1,2^\circ$  по широте и  $1,3^\circ$  по долготе (примерно на 5 узлов расчетной сетки по каждому направлению), двигаясь со средней скоростью около 5 м/с. ТЦ Talim переместился примерно на  $0,9^\circ$  по широте (около 3,5 узлов расчетной сетки) и  $1,9^\circ$  по долготе (около 8 узлов расчетной сетки) соответственно, двигаясь со средней скоростью около 6 м/с.

В целом, среднее расхождение положений центров, определенных в полях интегрального влагосодержания и известных из независимых источников, в проанализированных примерах не превышает  $0,5^\circ$  (угловой размер дуги,

соединяющей сравниваемые положения), что вполне удовлетворительно для решаемых в диссертации задач. Более подробное обсуждение методики и некоторых результатов анализа приведено в [Ermakov et al., 2011]. Некоторые аспекты, возможности и результаты анализа точности интерполяционной схемы представлены в [Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015].

#### **2.4. Итерационное расширение базовой схемы: мультисенсорный подход**

Построение опорных радиотепловых полей (или полей геофизических параметров), как показано выше, занимает важное место в алгоритмах спутникового радиотепловидения. Опорные поля должны обеспечивать полное покрытие исследуемых акваторий при близких по местному времени измерениях во всех узлах расчетной сетки. Это достигается объединением данных нескольких спутников, близких по времени пролета над одними и теми же областями (интервала около 1 часа и менее) с последующей гладкой экстраполяцией полученных полей в области пропуска данных (сшивка лагун).

К сожалению, не во всех случаях такой подход непосредственно применим. Так, например, местное время восходящего узла спутника GCOM-W1 (прибор AMSR-2) – примерно 13:30. Разница с местным временем восходящих узлов спутников DMSP F17 (прибор SSMIS) и Coriolis (WindSat) за все время измерений AMSR-2 составляла не менее 4 часов. По отношению к спутнику DMSP F16 эта разница составляла в августе 2012 года около 4 часов, в ноябре 2013 года – примерно 3,5 часа и уменьшилась до 3 часов к марту 2015 года. Таким образом, прямое объединение данных AMSR-2 с данными SSMIS и WindSat для построения опорных полей оказывалось невозможным. С другой стороны, использование исключительно данных AMSR-2 при построении опорных полей дает слишком широкие лагуны, при «сшивке» которых возникают существенные артефакты обработки. В результате, комплексное применение всех доступных данных для построения опорных полей затруднено, и простейшим решением является отказ от использования данных AMSR-2, несмотря на их уникальное пространственное разрешение.

В то же время, анализ реализованной схемы пространственно-временной интерполяции выявил, что «синхронизация» с ее помощью разнородных рядов данных выполняется с точностью, вполне приемлемой [Wimmers, Velden, 2011; Observing Systems..., 2011–2018] для широкого класса задач ДЗЗ. В связи с этим возникает возможность итеративного алгоритма построения опорных полей, схематично изображенного на рисунке 2.10 и проиллюстрированного примером для интервала наблюдений в ноябре 2013 года.

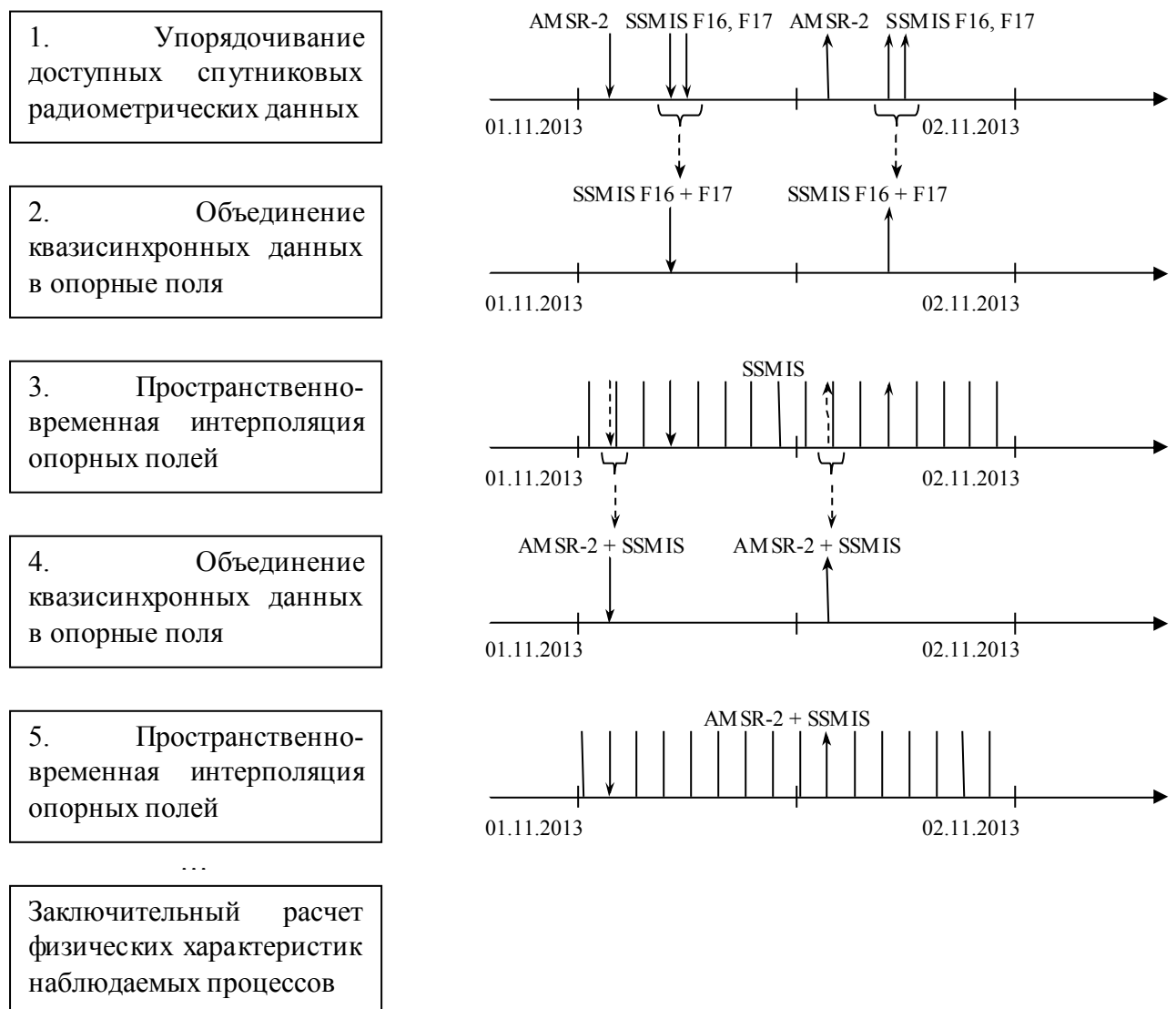


Рисунок 2.10 – Итерационная схема построения и пространственно-временной интерполяции полей геофизических параметров глобального покрытия по данным спутниковых радиометрических наблюдений.

Слева на рисунке 2.10 показаны основные шаги алгоритма. На первом шаге обработки собираются все доступные радиотепловые данные (продукты) за рассматриваемый интервал времени. Они упорядочиваются в хронологическом порядке пролета спутников над исследуемыми акваториями. В случае солнечно-синхронных орбит упорядочивание удобно проводить по местному времени восходящих и нисходящих узлов орбиты. Справа на рисунке 2.10 показан фрагмент оси времени, на котором стрелками отмечены моменты прохождения нисходящих (стрелки вниз) и восходящих (стрелки вверх) узлов спутниками DMSP F16, F17 и GCOM-W1 в ноябре 2013 года. Важно, что промежутки времени между измерениями разными приборами сохраняются практически неизменными для всех акваторий Мирового Океана на длительных интервалах наблюдений.

На втором шаге схемы происходит объединение данных, разделенных небольшими промежутками измерений (около 1 часа и менее), и формирование опорных полей с применением операции сшивки лакун. В рассматриваемом примере объединению на регулярной сетке  $0,25^\circ$  подлежат только данные SSMIS. Данные AMSR-2 на этом этапе к обработке не привлекаются.

Третий шаг реализует пространственно-временную интерполяцию полученных опорных полей на основе алгоритма оценки и компенсации движения. В результате формируются поля исследуемого геофизического параметра с временным шагом 1,5 часа на сетке  $0,25^\circ$ . На оси времени они показаны линиями без стрелок. Здесь же пунктирными линиями показаны исходные данные AMSR-2.

На четвертом шаге происходит повторное формирование опорных полей. На этот раз за основу принимаются данные, ранее не вовлеченные в анализ, которые дополняются в областях пропуска фрагментами полученных на третьем шаге интерполированных полей, максимально «синхронизованных» с первыми. В рассмотренном примере за основу принимаются данные AMSR-2. Они приведены к регулярной сетке с шагом  $0,125^\circ$ , поэтому при дополнении их данными SSMIS, построенными на сетке  $0,25^\circ$ , имеет смысл предварительно привести последние к той же, более частой сетке, чтобы сохранить детальность основных измерений



(AMSR-2). С учетом гладкости исследуемых геофизических полей на рассматриваемых масштабах с этой целью предложено выполнить простую билинейную интерполяцию соответствующих фрагментов полей SSMIS. Следует еще раз подчеркнуть, что хотя основной целью процедуры заполнения лакун является минимизация возмущений решения, связанных с краевыми эффектами, анализ точности интерполяции показал высокое качество восстановления значений геофизического параметра во всех узлах расчетной сетки, в том числе, в местах пропусков данных [Ермаков, Чернушич, Шарков, 2014а; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а].

Пятый шаг вновь реализует пространственно-временную интерполяцию полученных опорных полей. Результатом, в рассмотренном примере, является последовательность полей геофизического параметра, построенного на сетке  $0,125^\circ$  с шагом по времени 1,5 часа. Включение в обработку данных AMSR-2 в данном случае позволяет улучшить пространственную детализацию анализируемых полей, что, в частности, способствует более точному расчету полей адвекции и выполнению оценок интегральных характеристик процессов (например, потоков скрытого тепла) на более частой расчетной сетке. Также открывается возможность взаимной калибровки продуктов обработки данных разных приборов за счет их лучшей «синхронизации».

Шаги построения опорных полей и их пространственно-временной интерполяции, в принципе, можно проводить многократно, в зависимости от конкретной цели обработки (например, включения дополнительных рядов данных). Завершает обработку, согласно общей расчетной схеме спутникового радиотепловидения, выполнение оценок интегральных физических характеристик (например, адвективных потоков скрытого тепла при исследовании мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов) на основе построенных скалярных полей геофизических параметров и векторных полей адвекции (см. раздел 2.5).

В качестве примера построения опорных полей ниже проиллюстрирована обработка полей  $W$  интегрального влагосодержания атмосферы, восстановленных

по данным SSMIS (F16, F17 DMSP) и AMSR-2 (GCOM-W1). Данные измерений охватывали ноябрь 2013 года. На рисунке 2.11 для лучшей детализации приведены лишь фрагменты построенных полей  $W$  над акваторией Индийского океана (между  $30^\circ$  с.ш. и  $30^\circ$  ю.ш. и  $40^\circ$  и  $110^\circ$  в.д.) за 1 ноября. Рисунок 2.11а содержит поле  $W$  (цветовая шкала значений – в правом нижнем углу рисунка), восстановленное по измерениям SSMIS F16, дополненным незначительным количеством измерений SSMIS F17 для частичного заполнения лакун (разница во временах измерений около 1 часа). Как видно, лакуны достаточно узки и удовлетворительно «сшиваются» гладкой экстраполяцией поля  $W$ , рисунок 2.11б. Рисунок 2.11в характеризует изменение поля  $W$  за время между измерениями AMSR-2 и SSMIS F16, визуализируя разность значений поля  $W$ , интерполированного к моменту измерения AMSR-2, и опорного поля  $W$  (рисунок 2.11б) в рассмотренном фрагменте (шкала разностей – в правом верхнем углу рисунка).

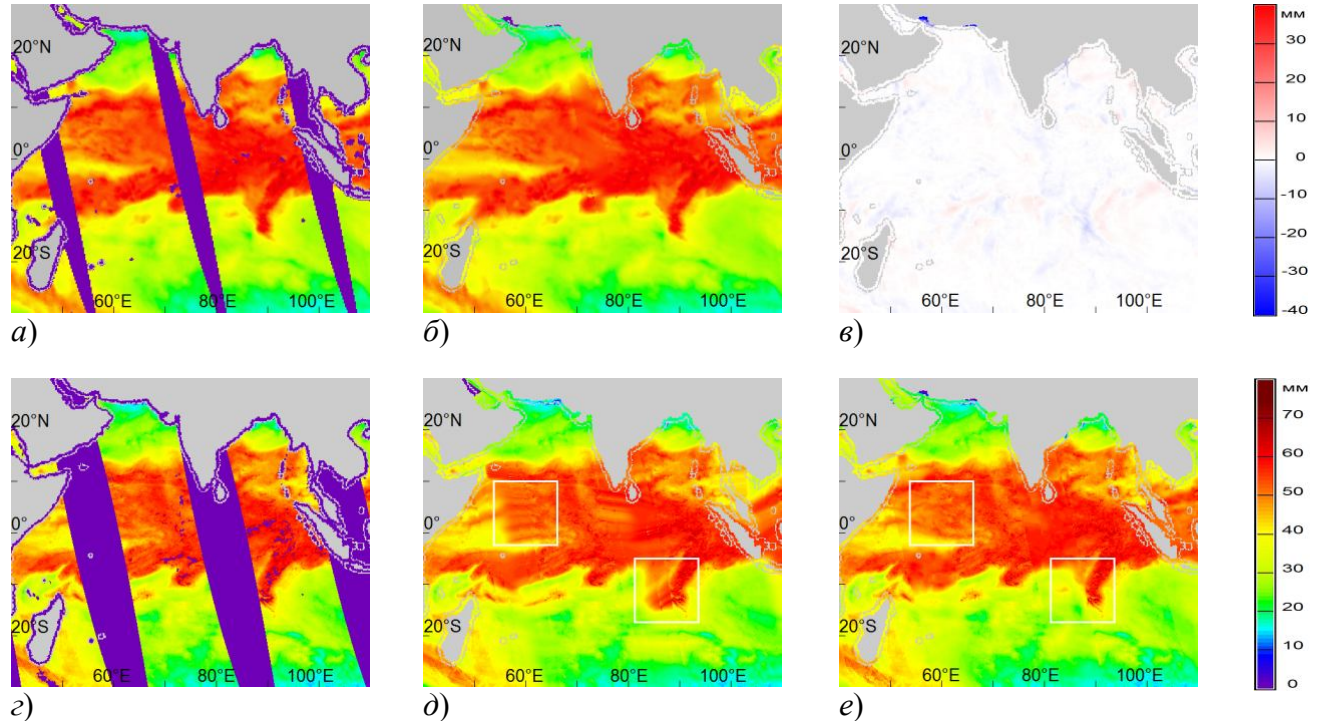


Рисунок 2.11 – Поле интегрального влагосодержания атмосферы над Индийским океаном 01.11.2013, восстановленное по данным SSMIS F16, F17 и AMSR-2 без и с применением интерполяции.

Рисунок 2.11г содержит фрагмент поля  $W$ , восстановленного по измерениям AMSR-2 за 1 ноября. Как отмечалось выше, измерения SSMIS F16, F17 отделяют от измерений AMSR-2 3,5 – 4,5 часа, что препятствует непосредственному объединению всех данных для построения опорных полей. С другой стороны, в случае AMSR-2 сшивка лакун вследствие их большой ширины дает существенные погрешности экстраполяции, рисунок 2.11д. Оптимальное решение заключается в дополнении данных AMSR-2 предварительно объединенными и интерполированными данными SSMIS, рисунок 2.11е. Некоторые области наиболее заметных отличий на рисунках 2.11д и 2.11е выделены белыми рамками.

Более подробное обсуждение итерационного мультисенсорного алгоритма спутникового радиотепловидения вместе с дополнительными примерами обработки содержится в работе [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а]. С его использованием были проанализированы процессы эволюции ряда тропических циклонов (в том числе, в фазах быстрой интенсификации); результаты анализа включены в Главу 3 диссертации.

## **2.5. Новые возможности количественного описания динамических процессов**

В совокупности рассмотренные алгоритмы спутникового радиотепловидения обеспечивают ряд новых возможностей количественного описания динамических процессов. Прежде, чем перейти к основной, в рамках диссертационной тематики, следует коротко остановиться на некоторых других.

### **2.5.1. Совместный анализ независимых спутниковых измерений**

Исследование быстроразвивающихся процессов в системе океан-атмосфера Земли с помощью наблюдений с низкоорбитальных спутников представляют методическую проблему «синхронизации» данных наблюдений. Так, наблюдение каждым из спутников заданной области пространства с солнечно-синхронной орбиты, осуществляется лишь дважды в сутки, а покрытие низких широт является неполным. Вследствие этого, объекты исследования, быстро проходящие фазы

эволюции, могут регистрироваться лишь частично, или вовсе выпадать из поля зрения тех или иных приборов. Проблема частично решается механическим объединением нескольких рядов данных наблюдений, что, однако, может приводить к значительным артефактам (см. рисунок 2.4). Спутниковое радиотепловидение предлагает более обоснованный подход к объединению независимых и асинхронных наблюдений для получения согласованных оценок локальных и интегральных параметров наблюдаемых объектов. Этот подход, в частности, широко применен при анализе эволюции тропических циклонов (Глава 3), как для детализации динамики полей интегрального влагосодержания атмосферы, так и для их совместной обработки с полями температуры поверхности океана [Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015]. Этот же подход эффективен и в задачах калибровки и кросс-калибровки спутниковых данных и продуктов их обработки [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а].

Следует также отметить, что реализованная схема пространственно-временной интерполяции позволяет перейти от анализа данных в формате «временной развертки» (при постоянном местном времени наблюдений) к анализу «мгновенных» глобальных геофизических полей (при постоянном всемирном времени). Действительно, построение таких «мгновенных полей» сводится к перегруппировке элементов массивов интерполированных полей: заполнение каждого узла расчетной сетки интерполированным значением при местном времени, соответствующем (максимально близком) некоторому фиксированному моменту единого времени, обеспечивает формирование такого «мгновенного поля» [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а].

#### 2.5.2. Обеспечение пространственной связности фрагментарных наблюдений

Подход спутникового радиотепловидения обеспечивает расчет полей геофизических параметров атмосферы на глобальной географической сетке без пропусков данных (лакун), за счет использования информационной избыточности многократных периодических радиотепловых наблюдений с разных спутников. Полнота покрытия данными наблюдаемых акваторий Мирового океана

чрезвычайно важна при исследовании динамики протяженных атмосферных процессов, горизонтальные размеры которых превышают (иногда – существенно) ширину полосы сканирования спутникового прибора. Спутниковое радиотепловидение решает проблему фрагментации таких объектов исследования и снимает ряд значительных методических трудностей, связанных с автоматизацией обработки больших массивов измерений и, в том числе, расчета их интегральных характеристик. Это преимущество развитого подхода наглядно проявляется, например, в контексте исследования атмосферных рек, результаты которого представлены в Главе 4.

### 2.5.3. Исследование векторных полей адвекции

Одним из шагов схемы пространственно-временной интерполяции геофизических атмосферных полей является расчет векторного поля горизонтальных смещений (адвекции), являющегося решением задачи «оценки движения». Поскольку используемые в расчетах опорные поля имеют четкую координатно-временную привязку, то восстановленные векторные поля движений в результате нормировки и геометрической коррекции могут быть пересчитаны в поля средних (на интервале между последовательными наблюдениями) скоростей адвекции. Поля скоростей адвекции могут быть использованы сами по себе для анализа региональной и глобальной динамики воздушных масс и изучения структуры атмосферной циркуляции. Кроме того, в совокупности с восстановленными скалярными полями соответствующих геофизических параметров, они могут быть использованы для расчета интегральных характеристик наблюдаемых процессов, таких как мощности потоков скрытого тепла через заданную границу [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б]. Более подробно эта возможность рассмотрена ниже. Она положена в основу анализа эволюции тропических циклонов (Глава 3), а также исследования ряда важных характеристик атмосферных рек (Глава 4) и структуры глобальной атмосферной циркуляции (Глава 5).

#### 2.5.4. Расчет интегральных характеристик массо- и энергообмена

Как отмечено выше, одновременное восстановление скалярного поля геофизического параметра  $W$  и векторного поля его адвекции (**М**-поля) позволяет выполнять расчет потока параметра  $W$  через произвольно заданные границы. Если  $W$  соответствует интегральному влагосодержанию атмосферы, то его поток (с точностью до нормировки) дает суммарную мощность потока скрытого тепла (интегральную по высоте атмосферы) через поверхность с вертикальными боковыми стенами и проекцией на поверхность Земли в виде заданной границы (контура).

Рассмотрим сначала схему расчета потока через некоторый элемент контура (рисунок 2.12). Для исследования эволюции тропических циклонов (Глава 3) удобны круговые контуры с заданными центрами и радиусами, поэтому введем наряду с прямоугольной системой координат узлов расчетной сетки радиальную систему координат с началом в предполагаемом центре контура  $(x_0, y_0)$ . Пусть рассматриваемый элемент контура  $\vec{l} = (l_x, l_y)$  проходит через конец радиус-вектора  $\vec{r}$  с координатами  $(x, y)$ , составляющего угол  $\alpha$  с горизонтальной осью (рисунок 2.12), так что  $x = x_0 \cdot \cos \alpha$ ,  $y = y_0 \cdot \sin \alpha$ . Обозначим внешнюю нормаль (в направлении  $\vec{r}$ ) к элементу контура в точке  $(x, y)$  через  $\vec{n} = (n_x, n_y) = (\cos \alpha, \sin \alpha)$ , а значение **М**-поля в той же точке – через  $\vec{m} = (m_x, m_y)$ .

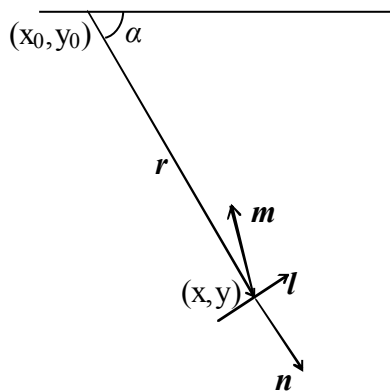


Рисунок 2.12 – Схема расчета потока через элемент контура.

Для расчета потока через элемент контура в стандартных единицах необходимо перейти от вектора  $\vec{m}$  в координатах (индексах) узлов расчетной сетки изображения к вектору скорости  $\vec{v}$  в м/с относительно Земли и учесть проективные искажения. Пусть строки сетки занумерованы так, что координата  $y=0$  соответствует  $90^\circ$  с.ш. и возрастает к югу (сверху вниз), а координата  $x=0$  соответствует  $180^\circ$  з.д. и возрастает к востоку (слева направо). Изменение любого индекса на единицу приводит к изменению угловой координаты (широты или долготы) на величину  $s=0,2^\circ$ , равную шагу сетки. Поэтому координаты  $(x,y)$  выражаются через долготу  $\lambda$  и широту  $\theta$  следующим образом:

$$\lambda_x = s \cdot x - \pi, \quad \theta_y = \frac{\pi}{2} - s \cdot y, \quad (2.28)$$

а угловые меры вектора  $\vec{m} = (m_x, m_y)$  в координатах долготы  $\lambda$  и широты  $\theta$  составляют:

$$m_\lambda = s \cdot m_x; \quad m_\theta = -s \cdot m_y \quad (2.29)$$

Элементарные соотношения сферической геометрии дают:

$$\vec{v} = \frac{Rs (\sin(s \cdot y) \cdot m_x, -m_y)}{\Delta t}, \quad (2.30)$$

где  $R=6371$  км – средний радиус Земли,  $\Delta t$  – временной шаг интерполяции.

Аналогично, вектор единичной нормали к элементу контура после коррекции проективных искажений равен:

$$\vec{n}' = \frac{(\sin(s \cdot y) \cdot \cos \alpha, -\sin \alpha)}{\sqrt{\sin^2(s \cdot y) \cdot \cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha}}, \quad (2.31)$$

а длина элемента контура на поверхности Земли:

$$|l'| = R \cdot s \cdot r \cdot d\alpha \cdot \sqrt{\sin^2(s \cdot y) \cdot \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha}, \quad (2.32)$$

где  $r$  – длина вектора  $\vec{r}$  (рисунок 2.12) в координатах спутникового изображения (пикселях), а  $d\alpha$  – угол, под которым виден элемент контура  $l$  из узла  $(x_0, y_0)$  расчетной сетки.

Тогда поток поля скоростей  $\vec{v}$  через элемент контура с нормалью  $\vec{n}'$  в точке  $(x, y)$  равен:

$$d\Phi(x, y) = -(\vec{v} \cdot \vec{n}') \cdot |l'| = -\frac{R^2 s^2 r (\sin^2(sy) m_x \cos \alpha + m_y \sin \alpha) \sqrt{\sin^2(sy) \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha}}{\Delta t \sqrt{\sin^2(sy) \cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha}} d\alpha. \quad (2.33)$$

Знак выбран таким образом, чтобы положительный поток был направлен внутрь контура.

Отсюда просто перейти к потоку скрытого тепла через тот же элемент контура:

$$dQ(x, y) = q \cdot W(x, y) \cdot d\Phi(x, y), \quad (2.34)$$

где  $q = 2260$  КДж/кг – удельная теплота парообразования,  $W(x, y)$  – интегральное паросодержание атмосферы в точке  $(x, y)$  в кг/м<sup>2</sup> (или в мм).

Численное интегрирование выражения (2.34) по углу  $\alpha$  от 0 до  $2\pi$  дает значение потока скрытого тепла через круговой контур радиуса  $r$  (пикселей), центрированного в узле  $(x_0, y_0)$  расчетной сетки. С учетом (2.33) конечное выражение (2.34) замкнуто относительно входных данных, т.е. расчет может быть проведен непосредственно по результатам предшествующей пространственно-временной интерполяции (синхронной паре поля  $W$  и  $\mathbf{M}$ -поля). Для контура радиуса  $r$  шаг интегрирования  $d\alpha$  разумно выбирать из соотношения  $r \cdot d\alpha \sim 1$ ,



что соответствует длине элементов контура, примерно равной расстоянию между соседними узлами координатной сетки.

Следует отметить, что выражения для потоков (2.33) и (2.34) получены для неподвижного контура. Иногда предпочтительно учесть «дрейф» контура относительно Земли. Тогда в выражении (2.33) нужно вместо скорости  $\vec{v}$  подставить скорость  $\vec{v}' = \vec{v} - \vec{u}$ , где  $\vec{u}$  – скорость дрейфа. Выбор скорости дрейфа определяется постановкой задачи. В ряде случаев в качестве первого приближения можно использовать среднее по контуру значение  $\bar{v}$ :

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \bar{v}_i, \quad (2.35)$$

где  $\bar{v}_i$  – значение скорости, рассчитанное по (2.30) для  $i$ -го узла сетки, включенного в контур,  $N$  – общее число узлов, включенных в контур.

В работе [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016б] приведен вывод аналогичных соотношений для произвольно заданной границы и частный случай для меридиональной компоненты потока скрытого тепла. Эти результаты использованы при исследовании атмосферных рек (Глава 4) и характеристик глобальной атмосферной циркуляции (Глава 5).

## 2.6. Выводы к Главе 2

Приведенные в настоящей Главе результаты исследований касаются физико-математических и методических оснований подхода спутникового радиотепловидения и в совокупности доказывают выносимые на защиту положения №1 и №2:

- Впервые предложена и программно реализована замкнутая схема интерполяционной обработки регистрируемых со спутников глобальных радиотепловых полей и генерируемых на их основе полей геофизических параметров системы океан-атмосфера, обеспечивающая высокодетальное (с пространственным шагом до 0,125 географического градуса и шагом по

времени до 1,5 часа) восстановление их промежуточных состояний, не охваченных данными измерений. По предложенной и реализованной интерполяционной схеме выполнена обработка пятнадцатилетних рядов данных на основе глобальных измерений приборами SSM/I (спутники F13, F14, F15 серии DMSP), SSMIS (спутники F16, F17, F18 серии DMSP), Windsat (Coriolis), AMSR-E (Aqua), AMSR-2 (GCOM-W1). Проведено сопоставление полей интегрального влагосодержания атмосферы, восстановленных (без интерполяции) по данным измерений радиометром SSMIS со спутника F17 серии DMSP (США) и оптимально синхронизированных с ними по реализованной схеме обработки полей той же величины, исходно восстановленных по данным аналогичного прибора SSMIS на спутнике F16. Средняя невязка при выборке порядка  $10^7$  значений, равномерно распределенных по месту и времени на месячном интервале измерений, составила  $0,8 \text{ кг/м}^2$  (при диапазоне возможных значений от 0 до  $75 \text{ кг/м}^2$ ), что близко к инструментально-алгоритмической погрешности восстановления данной величины (около  $0,5 \text{ кг/м}^2$ ) непосредственно из радиотепловых измерений. Путем численного моделирования, а также сопоставления интерполированных полей интегрального влагосодержания атмосферы с данными независимых наблюдений за тропическими циклонами подтверждена удовлетворительная (в пределах погрешности определения центра тропического циклона в радиотепловом поле) точность восстановления краткосрочной динамики полей интегрального влагосодержания атмосферы на мезо- и синоптических пространственных масштабах. **Перечисленные результаты доказывают** вынесенное на защиту **положение №1**;

- Впервые предложена и реализована методика расчета адвективных (горизонтальных) потоков атмосферного скрытого тепла, замкнутая относительно входных спутниковых данных. Благодаря этому построен инструмент анализа одного из важнейших элементов общего энергетического баланса, определяющих эволюцию широкого класса мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов (тропосферной адвекции скрытого

тепла). Этим, в частности, достигнута уникальная возможность независимой проверки и уточнения ряда теоретических оценок, до настоящего времени не имевших статистически обеспеченных экспериментальных подтверждений. **Эти результаты доказывают вынесенное на защиту положение №2.**

### ГЛАВА 3. СПУТНИКОВОЕ РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Настоящая глава демонстрирует уникальные возможности подхода спутникового радиотепловидения для исследования процессов эволюции тропических циклонов (ТЦ). Общая характеристика этих атмосферных явлений и обоснование важности их изучения дистанционными методами дана в Главе 1. Спутниковое радиотепловидение обеспечивает возможность расчета конвергентных и дивергентных потоков скрытого тепла, формируемых в окрестности действующего ТЦ, и, как показано на примерах обработки конкретных данных спутниковых радиотепловых наблюдений, играющих определяющую роль в его энергетическом бюджете. С этой целью в первом разделе главы указаны наиболее употребительные характеристики и способы оценки энергетики (мощности) ТЦ и кратко обсуждены основные факторы, способные влиять на его интенсификацию и диссипацию, и некоторые подходы к их анализу. Во втором разделе дано описание использованных данных и методики их обработки в рамках подхода спутникового радиотепловидения [Ермаков и др., 2013а,б; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б]. В третьем разделе описаны результаты анализа эволюции ряда конкретных ТЦ в поле интегрального влагосодержания (ИВС) атмосферы, и показана связь между интенсификацией (диссипацией) ТЦ и формированием конвергентных (дивергентных) потоков скрытого тепла, достаточных по абсолютной величине, чтобы объяснить эволюцию ТЦ [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,в; Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015]. В четвертом разделе приведены примеры комплексной обработки совмещенных данных спутникового дистанционного зондирования, позволяющих исследовать эволюцию ТЦ одновременно в полях ИВС и температуры поверхностного слоя океана (ТПО) [Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015]. Наконец, в пятом разделе на примере анализа эволюции системы взаимодействующих ТЦ (тайфуны-близнецы) продемонстрированы возможности гибкой адаптации примененной ранее методики исследования для изучения

широкого спектра разнообразных мезомасштабных атмосферных процессов [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017б].

### **3.1. Энергетические характеристики и факторы энергобаланса тропического циклона**

Раздел состоит из двух частей. В первой указаны наиболее употребительные энергетические характеристики ТЦ. Во второй кратко обсуждены основные факторы, способные влиять на его интенсификацию и диссипацию, и некоторые подходы к анализу этих факторов.

#### **3.1.1. Энергетические характеристики тропического циклона**

Исторически, в качестве основного параметра, характеризующего энергию тропического циклона, используется его «интенсивность», равная максимальной устойчивой горизонтальной скорости ветра  $V_{\max}$  (м/с) в стене глаза ТЦ [Пальмен, Ньютон, 1973]. Строго говоря, даже исходя из размерности  $V_{\max}$ , ее нельзя считать энергетической характеристикой ТЦ. Однако, с учетом подобия пространственной структуры всех ТЦ и единых механизмов их эволюции, очевидно, что более высокие значения  $V_{\max}$  соответствуют ТЦ, обладающим большей кинетической энергией. Варианты оценок кинетической энергии ТЦ по известному значению их интенсивности  $V_{\max}$  могут, при этом, несколько различаться [Голицын, 1997; Emanuel, 2005]. Несомненным достоинством характеристики  $V_{\max}$  является возможность ее дистанционного определения на основе спутниковых данных [Dworak, 1975]. Следует также отметить, что тесную (отрицательную) корреляционную связь с  $V_{\max}$  демонстрирует величина минимального давления в центре глаза ТЦ  $P_{\min}$ .

Вопрос о «мощности» ТЦ, т.е. количестве энергии, генерируемой им в единицу времени, вызывает серьезные дискуссии, в том числе, и по причине терминологических разночтений. С. Landsea [Landsea, 2014] указывает два способа оценки мощности ТЦ. Первый – по генерации энергии, выделяемой в

результате процессов конденсации атмосферного водяного пара. Для этого случая он приводит среднюю оценку порядка  $0,6 \cdot 10^{15}$  Вт, или 0,6 ПВт. Второй способ оценки принадлежит К. Emanuel [Emanuel, 1999], который резко возражает против приведенной выше величины. Он рассматривает в качестве мощности ТЦ скорость генерации кинетической энергии, которую для зрелого ТЦ в квазистационарном состоянии оценивает по диссипативным потерям, связанным с трением, и приходит к величине порядка  $1,5 \cdot 10^{12}$  Вт или 0,0015 ПВт. При этом следует отметить, что с учетом низкого КПД ТЦ по преобразованию тепловой энергии в кинетическую, который, согласно оценкам [Пальмен, Ньютон, 1973] не превышает единиц процентов, обе величины находятся в хорошем согласии друг с другом. Принципиальным вопросом, таким образом, является источник поступления в ТЦ тепла в объемах, характеризующихся первой из оценок и достаточных для поддержания соответствующей кинетической энергии ТЦ. Нужно также подчеркнуть, что оценку К. Emanuel следовало бы существенно (возможно, в разы) увеличить при анализе нестационарного процесса быстрой интенсификации ТЦ, когда скорость генерации кинетической энергии превышает диссипативные потери настолько, что интенсивность ТЦ  $V_{\max}$  возрастает на 15 м/с и более за сутки.

### 3.1.2. Факторы энергетического баланса тропического циклона

Как известно, океан является главным аккумулятором падающего на Землю солнечного излучения. Поэтому при исследовании процессов эволюции (особенно, быстрой интенсификации) ТЦ важно изучить роль океана как доминирующего источника запасенной энергии. Эта роль двояка, и, прежде всего, заслуживает внимания «конвективная» гипотеза, предлагающая для объяснения эволюции ТЦ механизм прямой (вертикальной) передачи энергии в виде явного и скрытого тепла от океана к действующему ТЦ. В поддержку этой гипотезы выдвигаются как некоторые данные наблюдений, так и результаты моделирования, показывающие, что теплообмен между атмосферой и деятельным

слоем океана может многократно интенсифицироваться при ураганных ветрах, реализующихся в зрелом ТЦ. Тем не менее, как будет показано ниже, даже экстремальные оценки скорости этого теплообмена неудовлетворительно низки для объяснения полной мощности зрелого ТЦ, что является основным дефектом конвективной гипотезы.

Из упомянутых выше данных наблюдений следует отметить в первую очередь так называемый «холодный след» [Иванов, Пудов, 1977; Пудов, Петриченко 1980; Hart, Maue, Watson, 2007; Dare, McBride, 2011] – отрицательную аномалию ТПО, часто наблюдаемую в океане после прошедшего над ним ТЦ. По мнению ряда исследователей, «холодный след» является индикатором активной передачи тепла от океана в атмосферу [Lin, Pun, Lien, 2014]. Следует отметить, однако, что при анализе больших ансамблей данных, корреляции между временным ходом аномалий ТПО и характеристик  $V_{\max}$  и  $P_{\min}$  ТЦ оказываются низки [Gentemann, Smith, Wentz, 2000], что не позволяет уверенно выявить закономерностей их взаимных изменений. В [Zhao, Tang, Wang, 2008] приведен пример двух тайфунов, сформировавших «холодный след» в южно-китайском море перед выходом на сушу. Первый из тайфунов был более интенсивным, но двигался к берегу быстрее. Второй, более слабый, некоторое время оставался практически на одном месте над океаном. Оба они создали сравнимые по площади и величине аномалии ТПО ([там же, рисунки 2,3]), однако интенсивность второго не возросла. Напротив, она продолжала равномерно убывать до окончательного заполнения ТЦ после выхода на сушу.

Следует принять во внимание, что кроме процессов теплообмена важную роль в изменении ТПО играет поднятие глубинных вод под воздействием урагана, вызывающего перемешивание верхнего слоя океана и генерацию океанского вихря. Таким образом, формирование аномалий ТПО в значительной и, возможно, определяющей мере зависит от температуры глубинных вод (и глубины прогретого слоя океана). М.С. Пермяков указывает [Пермяков, 2007] на основании статистики судовых наблюдений, что «след тайфуна в океане может быть теплым». Как следует из недавних результатов моделирования [Монзикова,

Кудрявцев, Шапрон, 2017], формирование и знак аномалии ТПО в значительной мере связан с вертикальным температурным профилем океана.

Необходимо подчеркнуть, что механизмы зарождения ТЦ (т.е. формирования его зрелых форм из первоначальных тропических депрессий) и механизмы интенсификации зрелого ТЦ могут существенно различаться, [Пальмен, Ньютон, 1973; Грей, 1985; Мельников, Смутьский, 1997; Руткевич, Шарков, 2005; Пермяков, 2007; Голицын, 2008; Levina, 2018]. На ранних стадиях, когда не сформирован устойчивый вихрь, процессы вертикального теплообмена должны иметь определяющий характер, хотя, как отмечено в [Пальмен, Ньютон, 1973, с. 510], «общепринято считать, что одной лишь «конвективной» гипотезы недостаточно для объяснения процессов формирования ураганов». Тем более недостаточно ее для объяснения дальнейшей интенсификации зрелых форм ТЦ до стадии супертайфунов и ураганов высшей категории. Так, в [Lin, Pun, Lien, 2014] на основании предложенной авторами модели приведены оценки мощности вертикального потока энтальпии (суммы явного и скрытого тепла) из океана в атмосферу в ходе эволюции супертайфуна Haiyan (2013). Они даны в сравнении с характерными значениями потоков, возникавших под действием других ТЦ. Из [Lin, Pun, Lien, 2014, рисунки 2,3] следует, что в случае ТЦ Haiyan потоки достигали экстремальных значений около  $1600 \text{ Вт/м}^2$  в пике интенсивности (при характерных значениях для других рассмотренных ТЦ порядка  $400 - 900 \text{ Вт/м}^2$ ). Именно этими экстремальными значениями теплоотдачи океана авторы [Lin, Pun, Lien, 2014] объясняют экстремальные характеристики интенсивности ТЦ Haiyan (максимальная скорость ветра до  $80 \text{ м/с}$ ). Однако, задавшись значением  $V_{\text{max}}$  равным  $80 \text{ м/с}$ , и радиусом стены глаза ТЦ Haiyan  $50 \text{ км}$  [Mori et al., 2014], легко получить оценку диссипативных потерь по модели К. Emanuel [Emanuel, 1999], которая составляет  $0,030 \text{ ПВт}$ . При указанных выше значениях мощности потока энтальпии  $1600 \text{ Вт/м}^2$  полная мощность потока через площадь океана, охваченную окружностью радиусом  $50 \text{ км}$  (т.е. внутри глаза ТЦ) составит около  $0,013 \text{ ПВт}$ , т.е. вдвое меньше диссипативных потерь. Если учесть, что КПД ТЦ как тепловой машины составляет единицы процентов [Пальмен, Ньютон, 1973], то



вертикальный поток энергии от океана следует признать пренебрежимо малым фактором в балансе энергии зрелого ТЦ. Это является, по всей видимости, одной из наиболее важных причин весьма скромного прогресса в разработке прогностического критерия быстрой интенсификации ТЦ по «локальным» значениям геофизических полей в окрестности его центра [Kaplan, DeMaria, Knaff, 2010].

Альтернативным источником энергии ТЦ является адвекция (горизонтальный перенос) скрытого тепла от периферии к центру ТЦ в нижней тропосфере. Косвенная роль океана как основного аккумулятора тепла здесь также велика, так как влажность воздуха в нижней тропосфере сильно коррелирована с ТПО [Petty, 1990]. Однако, эта роль проявляется на значительно больших пространственно-временных масштабах, чем размеры тропического циклона, и, в значительной мере, в период времени, предшествующий формированию зрелой фазы ТЦ.

Следует отметить, что на адвекцию скрытого тепла, как основной фактор эволюции зрелых форм ТЦ, указывают уже авторы наиболее ранних исследований: «Важнейшие динамические черты тропических циклонов были впервые описаны Феррелем (Ferrel, 1856), который, вслед за Эспи, указывал, что интенсивность и продолжительность урагана “зависят от количества водяного пара, поступающего в ураган с нижними воздушными течениями”», [Пальмен, Ньютон, 1973, с. 477]. Если предположить, что мощный ТЦ формирует устойчивый конвергентный приток воздуха к центру вихря через круговую границу с радиусом  $r = 8 \cdot 10^5$  м (условный радиус последней замкнутой изобары около  $8^\circ$ ) с эффективной (радиальной) скоростью  $v = 2,5$  м/с при характерных значениях ИВС  $W = 50$  кг/м<sup>2</sup>, то соответствующая этому переносу мощность потока скрытого тепла

$$Q = q \cdot W \cdot 2\pi r \cdot v, \quad (3.1)$$

где  $q = 2,26$  МДж/кг, составляет около 1,5 ПВт. Эта простейшая оценка находится в хорошем согласии с результатами моделирования, приведенными в [Пальмен, Ньютон, 1973, с. 503]. Так, для «среднего тропического циклона» Пальменом и Рилем получена величина суммарной мощности потока скрытого тепла через окружность радиусом  $2^\circ$ , равная, в пересчете на ПВт, 0,55 ПВт. При этом, мощность потока энтальпии от подстилающей поверхности оценена в 0,01 ПВт (в 55 раз меньше), [там же, Таблица 15.3]. Несколько меньшее соотношение вкладов адвективной и конвективной компонент притока тепла получено в других работах при моделировании случаев двух реальных ТЦ, однако, для окружности радиусом всего  $1^\circ$ , [там же, Таблица 15.4]. В целом, делается однозначный вывод о том, что «...важнейшим источником полной энергии (ТЦ) является боковой приток водяного пара во влажном приземном слое...», [там же, с. 504]. Следует отметить и современные работы, подкрепляющие этот вывод как новыми результатами моделирования, так и анализом данных спутниковых наблюдений [Trenberth, Davis, Fasullo, 2007; Шарков, Ким, Покровская, 2008; Шарков, 2010; Makarieva et al., 2017].

С точки зрения спутникового дистанционного зондирования основным проблемным аспектом изучения фактора адвекции при анализе эволюции зрелых форм ТЦ является необходимость перехода от «точечных», «мгновенных» оценок к детальному исследованию изменений двумерной пространственной структуры поля ИВС во времени. Это приводит к необходимости решения обратной задачи восстановления динамики геофизических полей атмосферы, рассмотренной в предыдущей главе, что достигается в развитом подходе спутникового радиотепловидения.

### **3.2. Общая характеристика использованных данных и методики анализа**

В диссертации продемонстрированы два варианта обработки радиотепловой спутниковой информации. В первом подходе [Ермаков и др., 2011, 2012а,б, 2013в] в качестве входной информации использовались поля радиояркостных температур на исходной сетке измерений SSM/I. Необходимые данные были

взяты из БД «Global Fields» [Ермаков и др., 2007]. Расчет значений интегрального влагосодержания (ИВС) осуществлялся по методике, предложенной в [Ruprecht, 1996] (см. формулу (1.4) Главы 1). Недостатком этой методики является использование данных только двух измерительных каналов SSM/I, в связи с чем, ухудшается точность восстановления ИВС в условиях плотной облачности и осадков (что, как правило, соответствует высоким значениям ИВС). Следует отметить, однако, что построенные по этой методике поля ИВС при сопоставлении с восстановленными по методике [Wentz, 1997] обнаруживают практически идентичную пространственную структуру, и, соответственно, могут быть эффективно использованы для расчета атмосферной динамики. С другой стороны, артефакты методики [Ruprecht, 1996], проявляющиеся в виде выбросов на фоне высоких значений ИВС, формируют дополнительные «трассеры», позволяющие более эффективно выявлять динамику областей, которые в методике [Wentz, 1997] характеризуются однородно высокими значениями ИВС, что препятствует восстановлению их динамики. В то же время, погрешности в расчете интегральных потоков скрытого тепла, связанные с указанными выбросами, представляются не слишком существенными и не способными качественно повлиять на результаты анализа. Однако, в целях более убедительной демонстрации этого факта, был применен также второй вариант обработки [Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а; 2016а]. В этом варианте в качестве исходных данных были взяты уже восстановленные по спутниковым радиотепловым данным поля ИВС. Основу составляли продукты обработки по методике [Wentz, 1997]. Однако, их пространственное разрешение ( $0,25^\circ$ ) оказалось неудовлетворительным при анализе процессов быстрой интенсификации ТЦ, в связи с чем, указанные продукты были использованы в качестве дополнения к результатам обработки информации прибора AMSR-2 (спутник GCOM-W1), что позволило провести пространственно-временные совмещение и интерполяцию на сетке с шагом  $0,125^\circ$  по методике [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а] (см. Главу 2).

Таким образом, расчет интерполированных полей интегрального влагосодержания был выполнен на регулярных сетках глобального покрытия с пространственным шагом  $0,2^\circ$  и  $0,125^\circ$ . Шаг интерполяции по времени составил в указанных случаях 1,5 часа и 0,75 часа, что обеспечило расчет векторного поля адвекции с шагом по времени 3 часа и 1,5 часа соответственно [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015а]. Использование синхронных и пространственно совмещенных полей интегрального влагосодержания и адвекции водяного пара, в свою очередь, позволило осуществить расчет суммарной мощности адвективного потока скрытого тепла  $Q$  через семейства концентрических круговых контуров, охватывавших исследуемые тропические циклоны и смещающихся с ними в процессе эволюции последних. Временные ряды указанных величин  $Q$  были построены и сопоставлены с синхронными временными рядами интенсивности (максимальной скорости ветра  $V$ ) соответствующих тропических циклонов за весь период их существования с максимально возможной детализацией по времени. Данные по траектории и интенсивности ТЦ были заимствованы из [Покровская, Шарков, 2006; 2016].

Дополнительные возможности спутникового радиотепловидения при комплексном анализе различной спутниковой информации продемонстрированы на примерах совместной обработки полей интегрального влагосодержания атмосферы и температуры поверхности океана (ТПО), восстановленной по данным радиотепловых и ИК спутниковых наблюдений [Ермаков, Шарков, Chernushich, 2015; Ермаков, Чернушич, Шарков, 2014а; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015б]. С целью более корректного сопоставления полей разных геофизических параметров было проведено их взаимное пространственно-временное совмещение с применением уже описанных алгоритмов спутникового радиотепловидения. С одной стороны, это дало возможность выполнить синхронный анализ состояний океана и нижней тропосферы в динамике, в процессе прохождения и эволюции тропического циклона. С другой стороны, примененная методическая основа, очевидно, имеет существенно более широкие области приложения, и может быть использована для пространственно-

временного совмещения и комплексного анализа ряда других полей геофизических параметров (водозапаса облаков, интенсивности осадков, скорости ветра и т.д.).

Методика расчета суммарной мощности потока скрытого тепла через круговой контур наиболее адекватна при анализе эволюции индивидуального тропического циклона. Однако, развитая и продемонстрированная в диссертации методическая основа обеспечивает возможность аналогичных исследований широкого спектра мезомасштабных атмосферных процессов. С этой целью необходимо лишь задаться семейством границ, параметры которых (форма, размеры, скорость смещения, возможные деформации и т.д.) в наибольшей степени соответствуют свойствам исследуемых процессов. В диссертации рассмотрен случай системы взаимодействующих тайфунов-близнецов, для которого, при сохранении общего методического подхода, потребовалось провести расчеты потоков через семейство более сложно организованных контуров, чем концентрические окружности.

### **3.3. Анализ эволюции тропических циклонов в поле интегрального влагосодержания**

В этом разделе кратко описаны некоторые примеры практического применения подхода спутникового радиотепловидения для анализа конвергентных и дивергентных потоков скрытого тепла, реализующихся в процессе эволюции тропических циклонов. Детальное обсуждение полученных результатов содержится в работах [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б]. Общая идея в приведенных примерах состояла в следующем. Были исследованы все тропические циклоны (ТЦ), действовавшие в интервале времени 28.07 – 26.08 2000 г., см. Таблицу 3.1. Каждый ТЦ был окружен семейством концентрических круговых контуров разных радиусов, были рассчитаны временные ряды потоков скрытого тепла через эти контуры, которые далее были сопоставлены с синхронными рядами интенсивности ТЦ (максимальной устойчивой скорости

ветра в стене). Расчеты были выполнены для дрейфующих контуров, скорость дрейфа оценивалась по (2.35) (см. Главу 2).

Таблица 3.1. Тропические циклоны августа 2000 г.

№	Имя ТЦ	Даты существования	Акватория
1	Alberto	03.08–23.08	Северо-запад Атлантического океана
2	Debby	16.08–25.08	Там же
3	Bilis	15.08–24.08	Северо-запад Тихого океана
4	Ewiniar	05.08–19.08	Там же
5	Jelawat	31.07–12.08	Там же
6	Giema	04.08–11.08	Северо-восток Тихого океана
7	Hector	10.08–20.08	Там же

Была проанализирована и, в целом, подтверждена устойчивость результатов расчетов потоков скрытого тепла по отношению к малым изменениям контуров интегрирования [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б], при условии достаточной удаленности ТЦ от береговой линии. При приближении ТЦ к крупным массивам суши может возникать неустойчивость, вызванная менее надежными оценками интегрального влагосодержания и скорости адвекции над некоторыми узлами расчетной сетки. Неустойчивость проявляется в виде сильных расхождений временных рядов  $Q$ , рассчитанных для контуров разных радиусов. Кроме того, следует обратить внимание на резкие колебания временного хода  $Q$ , возникающие синхронно на временных рядах, соответствующих близким по размерам контурам интегрирования и иногда приводящие к смене знака  $Q$  на противоположный. Эти колебания отмечены и обсуждены в [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а,б]. Методическая сложность анализа заключается в том, что в процессе эволюции ТЦ его характерные размеры могут существенно меняться вместе с интенсивностью. В связи с этим, сложные процессы перераспределения водяного пара в окрестности ТЦ следует рассматривать на большом наборе контуров, выделяя, в качестве основных, контуры разных размеров в разные моменты времени. Выработка объективного критерия для такой процедуры изменения размеров контура интегрирования представляет самостоятельную проблему. В приведенных ниже примерах объективность анализа достигнута

использованием контуров фиксированного размера. Вопросы использования «деформируемых» контуров частично обсуждены на примере анализа системы взаимодействующих тайфунов (раздел 3.5). См. также пример ТЦ Ewiniar в настоящем разделе.

Наиболее интересным случаем в рассмотренном интервале времени является ТЦ Alberto (3 – 23 августа 2000 г.). Траектория ТЦ Alberto представлена на рисунке 3.1а. Цвета кодируют разные стадии эволюции ТЦ Alberto по [Покровская, Шарков, 2006]: TL и L – голубой, TD (тропическая депрессия) – зеленый, TS (шторм) – оранжевый, STS (сильный шторм) – красный, T (ураган/тайфун) – темно красный. В ходе своей эволюции ТЦ трижды достигал стадии урагана. На рисунке 3.1б представлена эволюция ТЦ Alberto в терминах максимальной устойчивой скорости ветра в стене глаза (красная линия) и минимального давления в центре глаза (черная линия). Как видно, достижению стадии урагана каждый раз предшествовала фаза быстрой интенсификации ТЦ: характерное пороговое значение  $\sim 15$  м/с за сутки [Kaplan, DeMaria, Knaff, 2010] иллюстрирует наклон красных пунктирных линий. Одинаковыми числами на рисунках 3.1а и 3.1б помечены одинаковые моменты времени.

На рисунке 3.1в представлен ТЦ Alberto в поле интегрального влагосодержания атмосферы  $W$  на 11:00 UTC 11.08.2000. Цветовая шкала  $W$  в мм приведена справа. ТЦ окружен двумя контурами с радиусами 40 узлов расчетной сетки ( $\sim 8^\circ$ ) и 44 узла ( $\sim 8,8^\circ$ ). Пара контуров была использована для проверки устойчивости расчетов потока к малым изменениям контура. Как видно из рисунков 3.1а и 3.1в, все время своего существования ТЦ Alberto двигался достаточно далеко от береговой линии, что обеспечило лучшее качество расчетов: близость суши обуславливает как возрастание погрешностей оценки влагосодержания, так и дополнительные ошибки при расчете векторов смещений.

На рисунке 3.1г представлены расчетные графики потоков скрытого тепла  $Q$  в МВт через контуры, приведенные на рисунке 3.1в (черные линии). Для облегчения сравнения на этом же графике воспроизведена кривая интенсивности

ТЦ (максимальной устойчивой скорости ветра в стене глаза с рисунка 3.1б, красная линия).

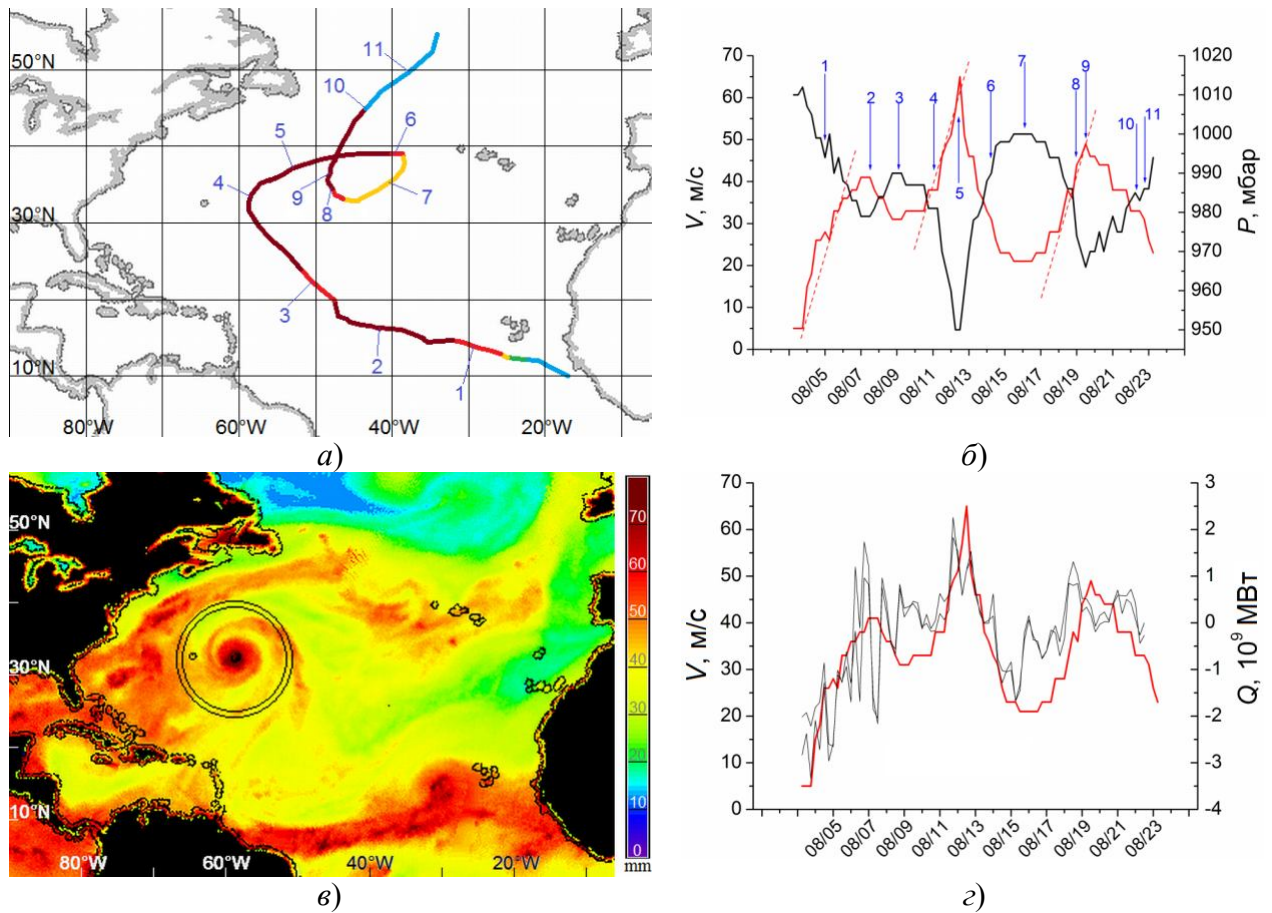


Рисунок 3.1 – Анализ эволюции ТЦ Alberto: а) траектория ТЦ, цвет обозначает разные стадии развития, по краям рисунка указаны географические градусы; б) интенсивность ТЦ (левая шкала) и минимальное давление в центре глаза (правая шкала) в зависимости от даты 2000 г. в формате ММ/ДД (нижняя шкала); в) ТЦ в поле ИВС и концентрические круговые контуры радиусов  $8^\circ$  и  $8,8^\circ$  для расчета мощности адвективного потока скрытого тепла; г) интенсивность ТЦ (красная линия, левая шкала) и мощности потоков скрытого тепла (черные линии, правая шкала) через заданные контуры в зависимости от даты 2000 г. в формате ММ/ДД (нижняя шкала), см. пояснения в тексте.

Кривые потоков всюду близки друг к другу, что свидетельствует об устойчивости расчетов по отношению к малым изменениям граничного контура. Кроме того, можно отметить, что кривые потока хорошо воспроизводят основные особенности эволюции ТЦ, а именно, фазе интенсификации соответствует



положительный, конвергентный поток скрытого тепла (внутри контура), а диссипации – дивергентный.

Первая быстрая интенсификация ТЦ Alberto (прирост  $V$  около 15 м/с за сутки) привела к достижению им стадии урагана с максимальной скоростью ветра  $V$  более 40 м/с 07.08.2000 (рисунок 3.1б). Интенсификация сопровождалась общим ростом потоков  $Q$  (при отмеченных ранее колебаниях), достигших максимума (около  $1,0 \cdot 10^9$  МВт) накануне 07.08.2000. Этот момент отмечен на рисунке 3.1а,б цифрой 2. Затем последовало некоторое ослабление ТЦ и потоков  $Q$ , после которого началась вторая фаза быстрой интенсификации. Момент времени, когда ТЦ Alberto достиг крайней западной точки своей траектории, отмечен на рисунке 3.1 цифрой 4. Видно, что контуры интегрирования (рисунок 3.1а) проходят на значительном удалении от береговой линии, что имеет место и при всех других положениях ТЦ Alberto. Вторая интенсификация завершается достижением ТЦ максимальной силы 12.08.2000 ( $V \approx 65$  м/с), цифра 5 на рисунке 3.1. Непосредственно перед этим поток  $Q$  также достигает абсолютного максимума около  $1,8 \cdot 10^9$  МВт (для рассмотренных контуров). Далее практически синхронно следуют ослабление ТЦ и снижение величины  $Q$  (вплоть до смены знака на отрицательный). Затем около 16.08.2000 наблюдается некоторый «всплеск» значений  $Q$ , совпадающий с началом третьей интенсификации ТЦ, снова приведшей к достижению им стадии урагана с максимальной скоростью около 49 м/с к концу 19.08.2000 (цифра 9 на рисунке 3.1). Достигнутый перед этим максимум  $Q$  превысил  $1,0 \cdot 10^9$  МВт. Интересно отметить, что эта последняя интенсификация имела место при пересечении ТЦ Alberto собственного «холодного следа» (см. траекторию на рисунке 3.1а), что хорошо видно при изучении полей температуры поверхности океана, ТПО (см. обсуждение в следующем разделе). Таким образом, быстрая интенсификация ТЦ наблюдалась при прохождении над областью океана, несколькими сутками ранее (и при более высоких значениях ТПО) уже вовлеченной во взаимодействие с тем же ТЦ без существенного изменения интенсивности последнего.

Результаты расчета временного хода  $Q$  для остальных ТЦ из Таблицы 3.1 в сопоставлении с их интенсивностью проиллюстрированы, в более сжатом виде, чем на рисунке 3.1, на рисунках 3.2 – 3.7. На каждом из рисунков представлена траектория ТЦ (темно-серая линия), а также пример контуров интегрирования (светлые окружности) для визуальной оценки близости ТЦ к массивам суши. Отдельно приведены графики расчетов временного хода  $Q$  (тонкие черные линии, значения в МВт отложены по правой шкале) вместе с графиком интенсивности ТЦ  $V$  (толстая серая линия, значения в м/с отложены по левой шкале) для удобства непосредственного сопоставления.

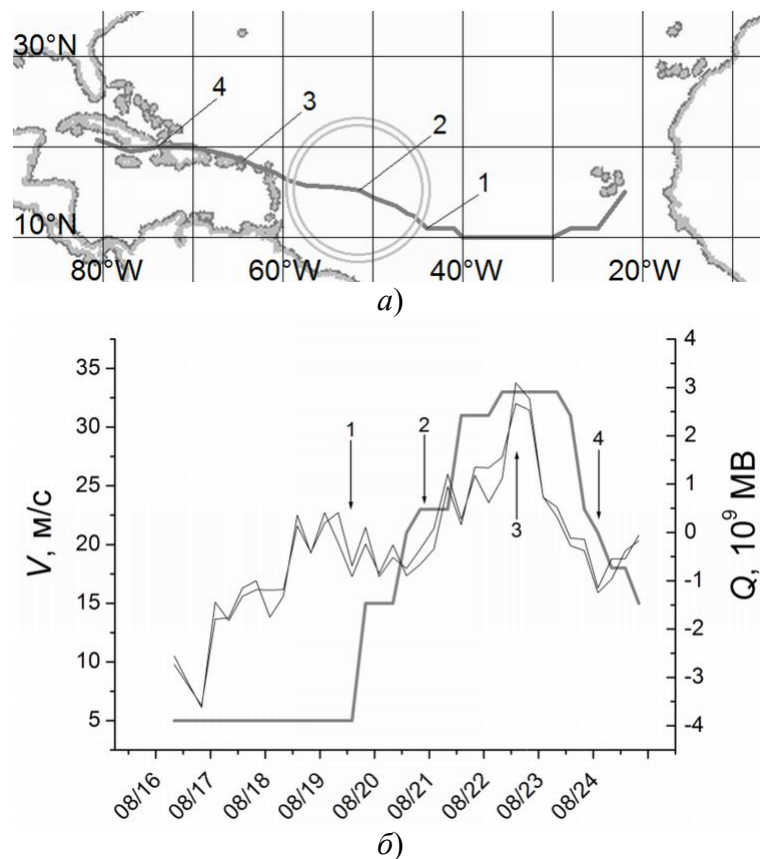


Рисунок 3.2 – ТЦ Debby (Северная Атлантика): *a*) траектории ТЦ и примеры контуров интегрирования; *б*) интенсивность ТЦ (толстая серая линия, левая шкала) и мощности адвективных потоков скрытого тепла (тонкие черные линии, правая шкала) в зависимости от даты 2000 г. в формате ММ/ДД. См. пояснения в тексте.

В случае ТЦ Ewiniar приведены две пары контуров (светло-серые и черные окружности на рисунке 3.4а) и два соответствующих варианта расчетов (рисунки 3.4б и 3.4в). Цифрами на рисунках отмечены некоторые характерные положения и стадии эволюции ТЦ, совпадающие цифры на каждом из рисунков 3.2 – 3.7 соответствуют одинаковым моментам времени. На рисунке 3.2 представлены траектория и эволюция ТЦ Debby (16–25.08.2000). ТЦ Debby двигался по близкой к прямолинейной траектории в ведущем потоке над Центральной Атлантикой и разрушился над Кубой (рисунок 3.2а). Его эволюция характеризуется монотонным усилением до стадии урагана (с максимальным ветром около 33 м/с), достигнутой 22.08.2000, и предшествующей фазой быстрой интенсификации (рисунок 3.2б). Графики потоков  $Q$  в целом отражают ту же картину эволюции. Начальная стадия формирования ТЦ (ТЛ по [Покровская, Шарков, 2006, 2016]) характеризуется большими дивергентными потоками  $Q$ , что, вероятно, отражает крупномасштабный процесс переноса пара в ведущем потоке. Начало фактического развития ТЦ (от стадии тропической депрессии TD по [Покровская, Шарков, 2006, 2016] с усилением  $V$  до 15 м/с) указано на рисунке 3.2 цифрой 1. Непосредственно перед этим отмечено первое заметное превышение потоками  $Q$  нулевого уровня (около  $0,4 \cdot 10^9$  МВт).

Середина фазы быстрой интенсификации отмечена на рисунке 3.2 цифрой 2. В этой фазе эволюции ТЦ потоки  $Q$  возрастают примерно до  $1 \cdot 10^9$  МВт (рисунок 3.2б). Нужно отметить, что к этому моменту ТЦ приблизился к береговой линии, и возмущающее влияние суши могло начать проявляться в графиках потоков. Это надо иметь в виду как при сопоставлении взаимного временного хода  $V$  и  $Q$ , так и при анализе абсолютных оценок для  $Q$ : около  $3 \cdot 10^9$  МВт в резком пике, пришедшемся на середину фазы максимальной силы ТЦ Debby (рисунок 3.2, цифра 3). Как уже отмечено, более глубокий анализ эволюции ТЦ, особенно при приближении к берегу и при резких изменениях интенсивности ТЦ, возможен только с выполнением расчетов по большой совокупности ограничивающих контуров. В наступившей после 23.08.2000 фазе

диссипации и разрушения ТЦ Debby графики потоков резко падают до 0, принимая в некоторые моменты существенно отрицательные значения (цифра 4 на рисунке 3.2б).

На рисунках 3.3 – 3.5 представлены ТЦ Bilis, Ewiniar и Jelawat, развившиеся над северо-западной областью Тихого океана. С точки зрения выполненного анализа, ТЦ Bilis и Jelawat представляют сходные случаи, похожие на рассмотренный выше случай ТЦ Debby. Их траектории не содержат сложных особенностей и ведут в западном (северо-западном) направлении от открытой воды к суше. Картину эволюции в целом воспроизводят соответствующие графики  $Q$  с учетом ранее сделанных замечаний относительно колебаний значений  $Q$  и влияния близости суши. Так, в начале эволюции ТЦ Bilis потоки  $Q$  колеблются около 0 (цифра 1 на рисунке 3.3), достигая величины  $0,5 \cdot 10^9$  МВт перед дальнейшей быстрой интенсификацией. Фаза быстрой интенсификации, начало которой отмечено цифрой 2 на рисунке 3.3, приходится на 20–21.08.2000, в течение нее потоки превышают  $2 \cdot 10^9$  МВт в максимуме. Максимальной силы (скорость ветра около 73 м/с) ТЦ Bilis достигает вечером 21.08.2000 (цифра 3 на рисунке 3.3). Вскоре ТЦ приближается к Евразийскому материку, и дальнейший расчет потоков  $Q$  становится невозможен.

На рисунке 3.5 наблюдается сходная картина развития ТЦ Jelawat. Графики рисунка 3.5б начаты непосредственно с фазы быстрой интенсификации ТЦ, в течение которой потоки  $Q$  достигли абсолютного максимума в  $0,6 \cdot 10^9$  МВт, а скорость ветра  $V$  выросла от 13 до 51 м/с за одни сутки (цифра 1 на рисунке 3.5). Максимальной силы ТЦ Jelawat достиг 03.08.2000 (цифра 2 на рисунке 3.5), после чего началось его медленное ослабление, сопровождающееся уменьшением потоков  $Q$ . По мере приближения к берегу ТЦ еще несколько раз незначительно усиливался, просуществовав до 11.08.2000, однако для заключительной части его траектории, начиная уже с 06.08.2000 (цифра 3 на рисунке 3.5), расчет потоков  $Q$  невозможен из-за близости суши.

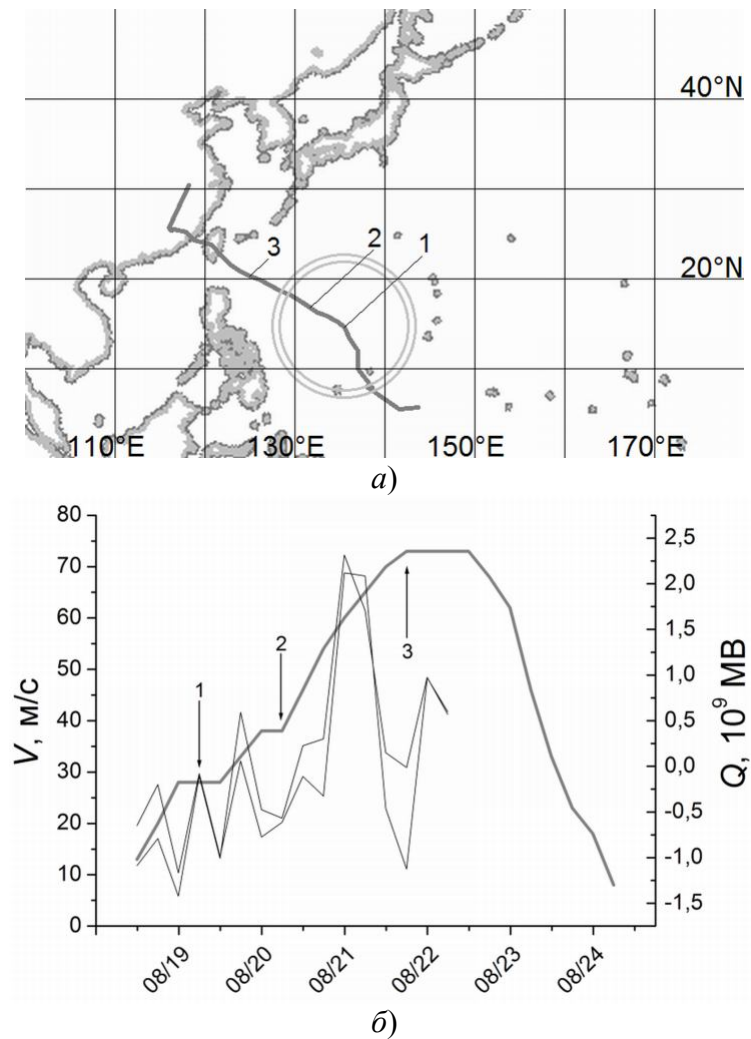


Рисунок 3.3 – ТЦ Bilis (Северо-запад Тихого океана): *а)* траектория; *б)* эволюция. См. примечания к рисунку 3.2 и пояснения в тексте.

Рисунок 3.4 иллюстрирует интересный случай ТЦ Ewiniar. Этот ТЦ имел более сложную траекторию, сравнительно удаленную от суши, и разрушился над океаном после двух ярко выраженных фаз интенсификации (рисунок 3.4*а*). Анализ потоков, как и для ТЦ Jelawat, начал с фазы быстрой интенсификации с ростом  $V$  от 18 до 33 м/с за сутки 10–11.08.2000 (цифра 1 на рисунке 3.4). Ей соответствует (рисунок 3.4*б*) конвергентный поток  $Q$  около  $2 \cdot 10^9$  МВт. Менее чем через сутки, 12.08.2000 начинается быстрое ослабление ТЦ, потоки  $Q$  колеблются около 0, скорость ветра снижается до 23 м/с, оставаясь на этом уровне в течение нескольких суток. ТЦ дрейфует на северо-восток вдоль побережья Японии. Небольшой скачок  $V$  (цифра 2 на рисунке 3.4*б*) находит отражение в

графиках потоков  $Q$ , однако, следует отметить, что в этой точке ТЦ максимально приблизился к берегу, что негативно сказывается на надежности оценок.

Вечером 14.08.2000 или утром следующих суток ТЦ испытывает повторную быструю интенсификацию. Данные по интенсивности ТЦ за эти сутки содержат заметные пропуски (возможно, вследствие преждевременного прекращения его регулярного мониторинга). Скорость ветра возрастает до 38 м/с и остается на этом уровне в течение суток 15.08.2000 (цифра 3 на рисунке 3.4), затем ТЦ быстро ослабевает и разрушается. График потоков  $Q$  на рисунке 3.4 практически не отражает этого вторичного усиления ТЦ Ewiniar. Как отмечено выше, исследование потоков  $Q$  через один контур фиксированного размера не дает достаточно полной картины наблюдаемого процесса эволюции ТЦ. В рассмотренных примерах такой ограниченно-формальный подход принят в целях минимизации субъективного фактора, связанного с произвольным выбором контура.

Однако в случае ТЦ Ewiniar существуют объективные предпосылки для рассмотрения контуров меньшего радиуса. Во-первых, указанный ТЦ был примерно вдвое менее интенсивным, чем рассмотренный вначале ТЦ Alberto (см. рисунок 3.1). Во-вторых, именно в случае ТЦ Ewiniar выбор радиуса контуров в  $8^\circ$  крайне неудачен, т.к. при смещении этого контура вдоль второй половины траектории ТЦ (отрезок между цифрами 2 и 3 на рисунке 3.4а) его край скользит над побережьем Японии, что снижает надежность оценок. По указанным причинам для ТЦ Ewiniar дополнительно рассмотрены контуры вдвое меньшего радиуса. На рисунке 3.4а «стандартные» контуры показаны светло-серыми окружностями (им соответствуют графики  $Q$  на рисунке 3.4б), а уменьшенные контуры – черными окружностями (им соответствуют графики  $Q$  на рисунке 3.4в).

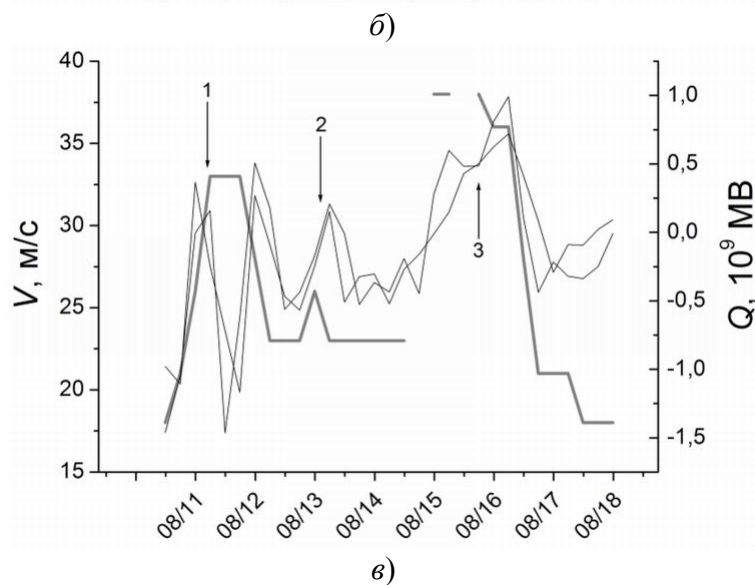
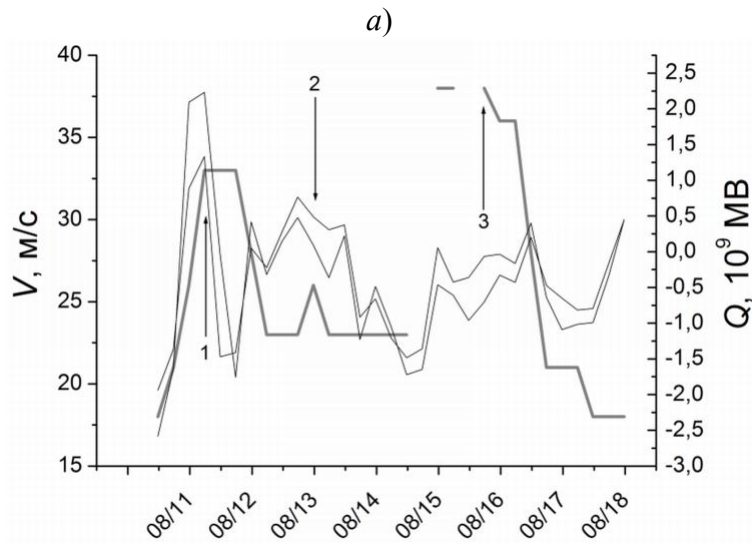
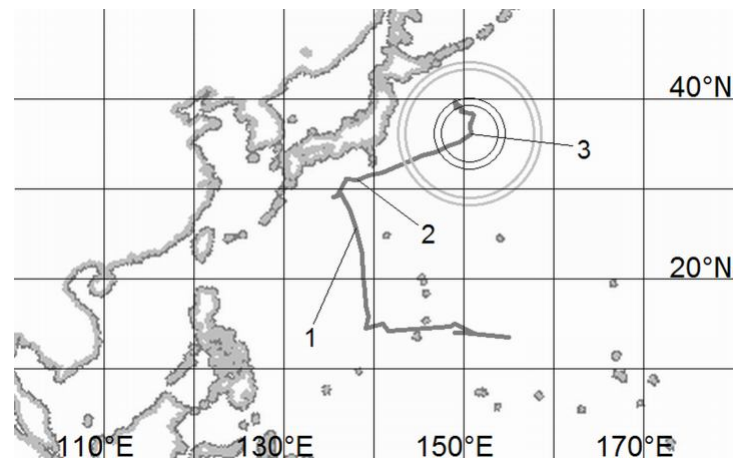


Рисунок 3.4 – ТЦ Ewiniar (Северо-запад Тихого океана): а) траектория ТЦ и концентрические контуры радиусами около  $4^\circ$  (тонкие черные окружности) и  $8^\circ$  (толстые серые окружности); б) интенсивность ТЦ и мощности адвективных потоков скрытого тепла через контуры  $8^\circ$ ; в) то же при контурах  $4^\circ$ . См. примечания к рисунку 3.2 и пояснения в тексте.

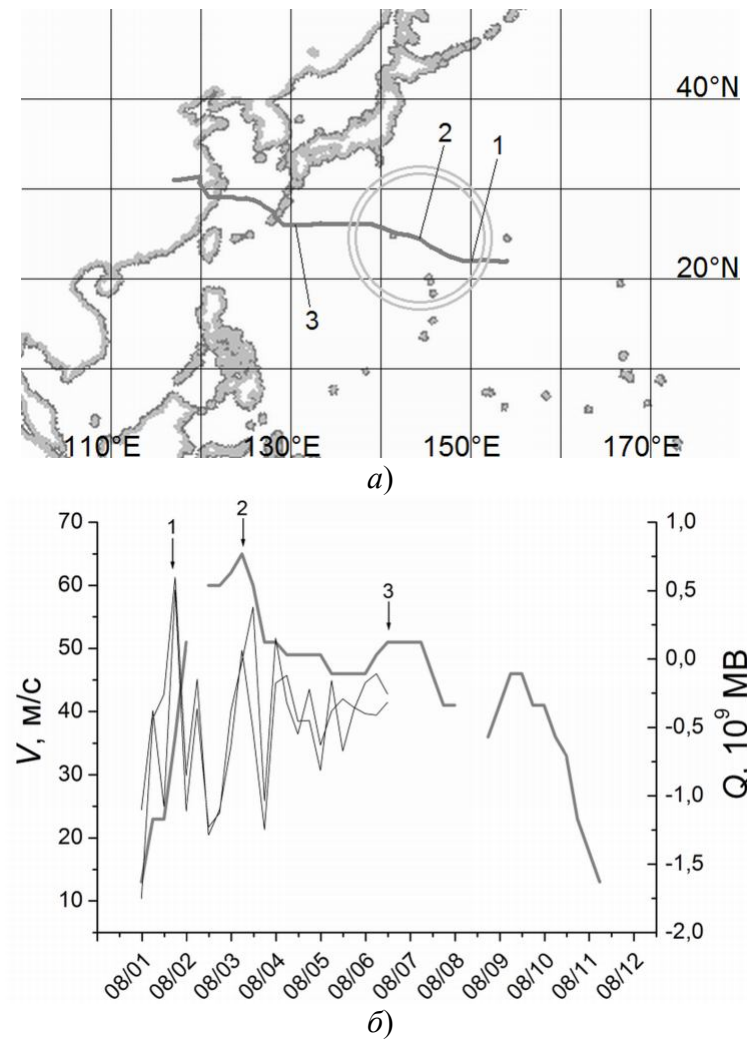


Рисунок 3.5 – ТЦ Jelawat (Северо-запад Тихого океана): а) траектория; б) эволюция. См. примечания к рисунку 3.2 и пояснения в тексте.

Сопоставляя рисунки 3.4б и 3.4в, следует, прежде всего, отметить, что они сходным образом воспроизводят характер изменений потоков  $Q$  для первой половины траектории (до цифры 2 на рисунке 3.4), отличаясь только амплитудой (для внутренних контуров максимальные значения  $Q$  существенно меньше). При этом, однако, графики рисунка 3.4в удовлетворительно воспроизводят характер эволюции ТЦ Ewiniar и на заключительной части его траектории, достигая в максимуме его интенсивности значений  $1 \cdot 10^9$  МВт (цифра 3 на рисунке 3.4). Этот пример еще раз подчеркивает важность расчета и анализа потоков  $Q$  по сложному набору контуров при исследовании эволюции ТЦ.



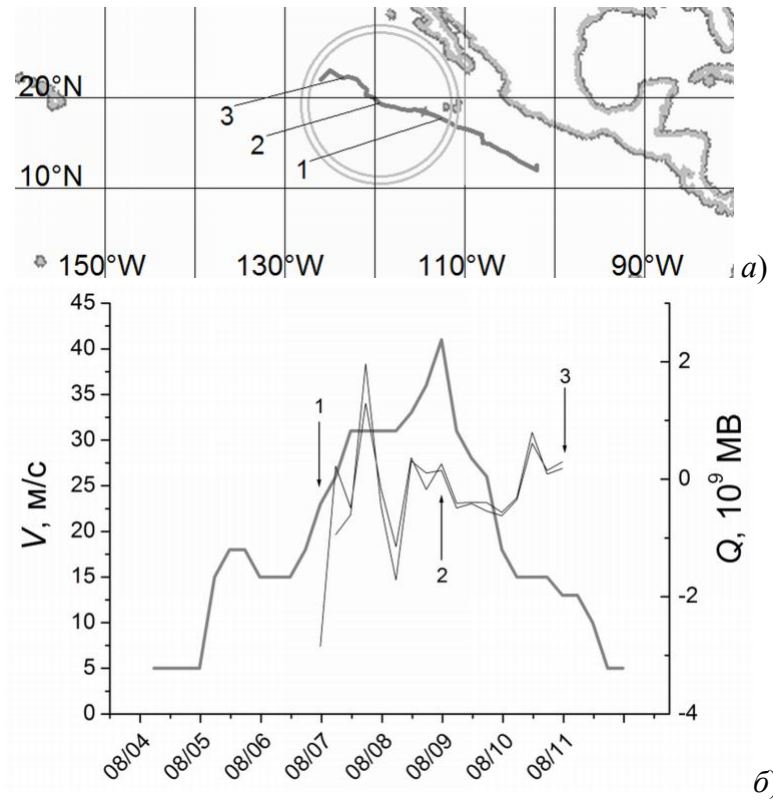


Рисунок 3.6 – ТЦ Грета (Северо-восток Тихого океана): а) траектория; б) эволюция. См. примечания к рисунку 3.2 и пояснения в тексте.

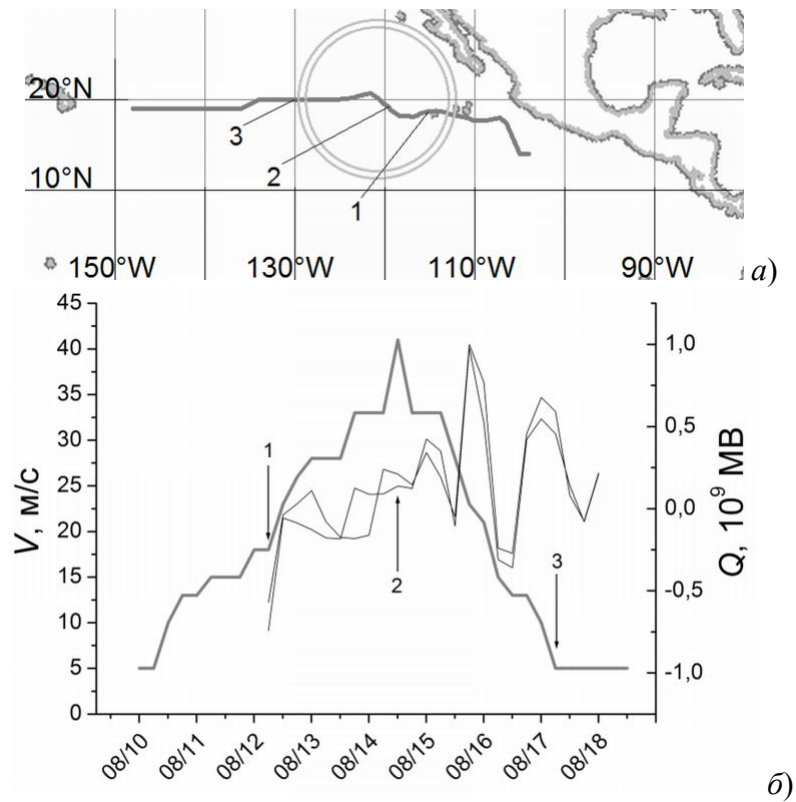


Рисунок 3.7 – ТЦ Нестор (Северо-восток Тихого океана): а) траектория; б) эволюция. См. примечания к рисунку 3.2 и пояснения в тексте.

Рисунки 3.6 и 3.7 иллюстрируют случаи ТЦ Giema и Nector северо-востока Тихого океана. Для них, как и для других ТЦ этой акватории, характерны формирование и движение вблизи побережья Центральной и юга Северной Америки, интенсификация в процессе удаления в открытый океан с диссипацией вдали от суши. Хотя физический механизм развития этих ТЦ, несомненно, тот же, что и во всех других случаях, его исследование по принятой здесь методике сильно затруднено изначальной близостью ТЦ к матерiku. С другой стороны, сравнительно низкий риск ущерба от этих ТЦ для побережья и внутренних территорий Северной Америки делает эти ТЦ менее важными объектами исследования с точки зрения практических приложений.

Для двух рассмотренных ТЦ (Giema и Nector) характерным является то, что в момент достижения максимальной силы каждый из них еще не удалился от Американского континента настолько, чтобы оценки потоков  $Q$  были достаточно надежны (см. рисунки 3.6а, 3.7а). Поэтому графики на рисунках 3.6б и 3.7б приведены без детального анализа, для завершения обзора ТЦ, действовавших в августе 2000 г. Оба ТЦ, особенно ТЦ Nector, следует признать неудовлетворительными объектами для исследования связи между эволюцией ТЦ и временным ходом потоков  $Q$ , т.к. последние не могут быть надежно вычислены из-за существенных погрешностей в оценках как интегрального влагосодержания атмосферы, так и скоростей адвекции вблизи континента.

Итак, на основе подхода спутникового радиотепловидения при анализе процессов эволюции ТЦ 2000 г. в поле интегрального влагосодержания атмосферы выявлена связь между изменениями интенсивности действующих ТЦ и вариациями потоков скрытого тепла через охватывающие их контуры. Наиболее отчетливым образом эта связь прослеживается для ТЦ, двигавшихся на значительном удалении от континентов (что объясняется методическими ограничениями, а не природой явления). Конвергентный поток скрытого тепла (к глазу ТЦ) соответствует фазе его интенсификации и достигает по общей мощности значений порядка  $1 \cdot 10^9$  МВт и более. Дивергентный поток соответствует фазе диссипации ТЦ. В частности, графики временного хода

расчетных потоков скрытого тепла хорошо воспроизводят картину трехкратной быстрой интенсификации ТЦ Alberto, двукратной быстрой интенсификации ТЦ Ewiniar, а также эволюции ТЦ Bilis, Debby и Jelawat.

При этом следует подчеркнуть важность глубокого анализа, базирующегося на оценках потоков скрытого тепла через большую совокупность различных контуров, в том числе, с учетом текущей интенсивности ТЦ и близости крупных массивов суши. Такой анализ также важен для исследования причинно-следственных связей через последовательность фаз наблюдаемых процессов. С одной стороны, приток скрытого тепла к области глаза ТЦ приводит к его интенсификации, с другой – интенсификация ТЦ при благоприятных условиях (высоком влагосодержании атмосферы) способна организовать и усилить конвергентные потоки скрытого тепла в еще большей области тропосферы.

#### **3.4. Комплексный анализ в полях нескольких геофизических параметров**

В настоящем разделе расчеты временных рядов мощности адвективных потоков скрытого тепла дополнены расчетами рядов температур поверхности океана (ТПО) вдоль траектории исследованных тропических циклонов (ТЦ) непосредственно до и после их прохождения. Помимо ранее рассмотренного ТЦ Alberto здесь приведен важный пример анализа эволюции супертайфуна Haiyan (2013) и последовавшего за ним тропического шторма Podul (не достигшего ураганной фазы). Методика расчета потоков скрытого тепла повторяет описанную в предыдущих разделах. Единственным отличием от ранее рассмотренных случаев стало то, что обработка была начата не с уровня полей радиояркостных температур. Вместо этого были использованы продукты обработки RSS [Wentz, Hilburn, Smith, 2012] (для данных приборов SSMIS F16, F17) и JAXA (для данных прибора AMSR-2 GCOM-W1), из которых были извлечены поля интегрального влагосодержания атмосферы (ИВС). В случае продуктов RSS поля ИВС были исходно построены на глобальной регулярной координатной сетке с шагом  $0,25^\circ$ . Поля ИВС из продуктов обработки JAXA были интерполированы на сетку с шагом  $0,125^\circ$  по методике, аналогичной описанной в Главе 2 (построение

опорных полей). Далее с использованием мультисенсорного подхода (Глава 2) поля ИВС по всем типам измерений были объединены, в результате чего были получены интерполированные поля полного глобального покрытия на регулярной сетке с шагом  $0,125^\circ$  и с шагом по времени 1,5 часа. Одновременно с этим в ходе пространственно-временной интерполяции были рассчитаны и векторные поля адвекции, использованные, как и ранее, для расчетов потоков скрытого тепла через семейства окружающих ТЦ концентрических контуров.

Для анализа ТПО были использованы суточные композитные карты, произведенные компанией Remote Sensing Systems (<http://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature/>). Для каждого положения глаза ТЦ вдоль траектории его движение были рассчитаны средние значения ТПО внутри круга диаметром  $1,5^\circ$  за сутки до прохождения над этим местом ТЦ, через сутки и через трое суток после прохождения ТЦ. Это дало возможность проанализировать все имевшие место аномалии в поле ТПО в ходе эволюции ТЦ и его движения над океаном.

Супертайфун Haiyan оказался одним из наиболее интересных случаев ТЦ ноября 2013 г. [Mori et al., 2014]. Он сформировался над северо-западной частью Тихого океана над глубоко прогретыми океаническими водами [Lin, Pun, Lien, 2014] и в течение 02.11.2013 – 11.11.2013 быстро двигался к суше почти строго на запад по прямолинейной траектории, рисунок 3.8. Быстрый дрейф ТЦ Haiyan считается одним из факторов, обусловивших его экстремальные параметры интенсивности за счет сравнительно малых потерь на трение о взволнованную поверхность океана [там же]. Это, однако, предполагает, что верхний деятельный слой океана практически не был вовлечен в термодинамическое взаимодействие с ТЦ. Действительно, в поле ТПО отсутствует выраженный «холодный след» за ТЦ Haiyan, и в построенных описанным выше способом временных рядах ТПО не наблюдается сколько-нибудь существенных аномалий, рисунок 3.9a. Можно сделать вывод о том, что влияние ТЦ Haiyan на верхний деятельный слой океана (с точки зрения теплообмена в системе океан-атмосфера) оказалось сравнительно невелико. Тем не менее, несколько последовавших за ним тропических штормов,

в том числе Podul, сформировавшийся всего через неделю после ТЦ Haiyan (09.11.2013 – 15.11.2013) и двигавшийся по параллельной ему траектории над столь же прогретыми океаническими водами, рисунок 3.8, не достигли ураганной фазы.

Рисунок 3.9*a* иллюстрирует временной ход интенсивности ТЦ Haiyan,  $V$ , м/с (серая линия, правая шкала значений) и величины ТПО в точках его траектории за сутки до (черные квадраты), через сутки (белые круги) и через трое суток после (белые треугольники) его прохождения. Видно, что изменение ТПО нигде не превышает по модулю  $0,5 - 1^\circ\text{C}$  (причем, разность может быть как отрицательной, так и положительной на разных участках траектории). В фазе интенсификации ТЦ Haiyan ТПО составляла  $29 - 30^\circ\text{C}$ . Очень близкие значения ТПО (во всяком случае, существенно выше температуры  $26^\circ\text{C}$ , условного феноменологического порога генерации ТЦ) характерны и для случая тропического шторма Podul, рисунок 3.9*b*. Абсолютная величина разностей ТПО до и после прохождения шторма также лежит в диапазоне  $0,5 - 1^\circ\text{C}$ , причем знак разности различен на разных участках траектории Podul. Видно, однако, что двигаясь в течение примерно двух суток (с 10.11.2013 по 12.11.2013) над прогретыми океаническими водами до выхода на о. Минданао (рисунки 3.8, 3.10*b*), Podul сохранял интенсивность около 15 м/с, не переходя в стадию урагана. На близком участке траектории ТЦ Haiyan за двое суток нарастил интенсивность с 30 до (как минимум) 65 м/с, т.е. прошел стадию быстрой интенсификации (рисунки 3.8, 3.10*a*).

Этот характер эволюции двух атмосферных катастроф четко прослеживается и в графиках мощностей адвективных потоков скрытого тепла  $Q$ , рассчитанных по описанной выше методике через круговые контуры, следующие за ТЦ Haiyan (рисунок 3.10*a*) и тропическим штормом Podul (рисунок 3.10*b*).

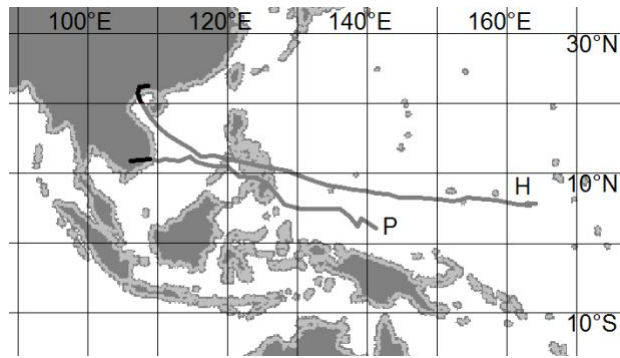


Рисунок 3.8 – Траектории ТЦ Haiyan (H) и тропического шторма Podul (P). Географические координаты указаны в градусах северной (N) и южной (S) широты и восточной (E) долготы.

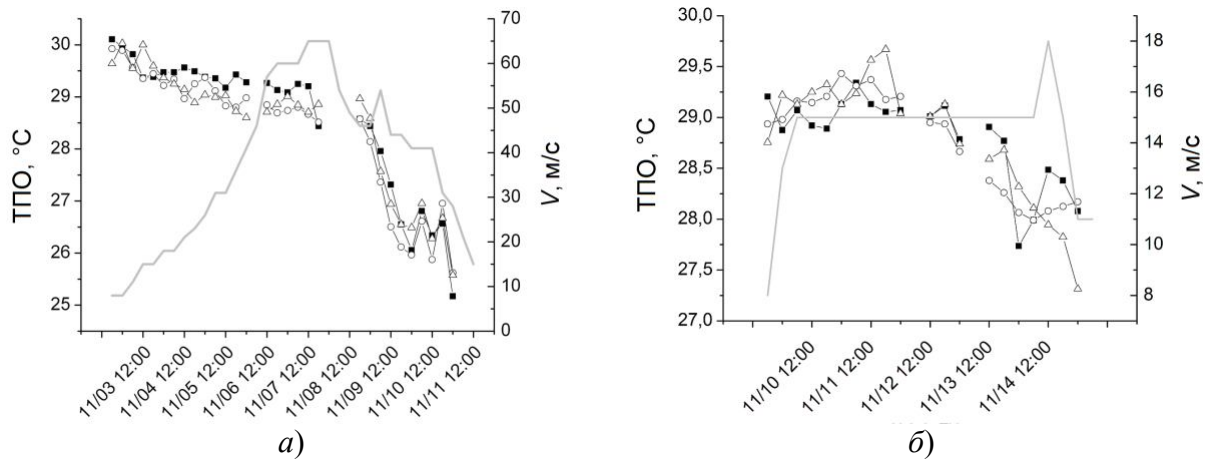


Рисунок 3.9 – а) интенсивность ТЦ Haiyan (правая шкала) в зависимости от местного времени и даты 2013 г. в формате ММ/ДД чч.мм (по нижней шкале) и значения ТПО (левая шкала) в соответствующих точках траектории ТЦ (квадраты – за сутки до прохождения; круги – через сутки после прохождения; треугольники – через трое суток после прохождения ТЦ); б) то же для тропического шторма Podul.

Рисунок 3.10а иллюстрирует временной ряд интенсивности ТЦ Haiyan,  $V$ , м/с (толстая линия, левая шкала значений) вместе с временными рядами  $Q$ , рассчитанными для контуров радиусами около  $8^\circ$  (см. предыдущий раздел). Четко виден конвергентный характер потоков, соответствующий фазе интенсификации ТЦ с максимумом порядка 6 ПВт (правая шкала значений) и дальнейшим спадом

и переходом в дивергентный режим потоков. Аналогичная картина наблюдается и для контуров меньших радиусов.

При анализе эволюции тропического шторма Podul использованы контуры меньшего размера (радиусом около  $4^\circ$ ) как по причине близости его траектории к суше, так и вследствие его существенно меньшей интенсивности (см. также пример ТЦ Ewiniar в предыдущем разделе). Картина адвективных потоков здесь принципиально иная: все время существования шторма они совершают колебания около нуля с относительно небольшой амплитудой порядка 1 ПВт и испытывают небольшой всплеск при незначительной интенсификации Podul непосредственно перед выходом на побережье Вьетнама. Это коррелирует с общим ровным ходом интенсивности Podul (отдельные нюансы которого могли быть не воспроизведены в данных мониторинговых центров вследствие низкой частоты наблюдений – не более 4 раз в сутки – и невысокой точности, до нескольких м/с, дистанционного определения  $V$ ).

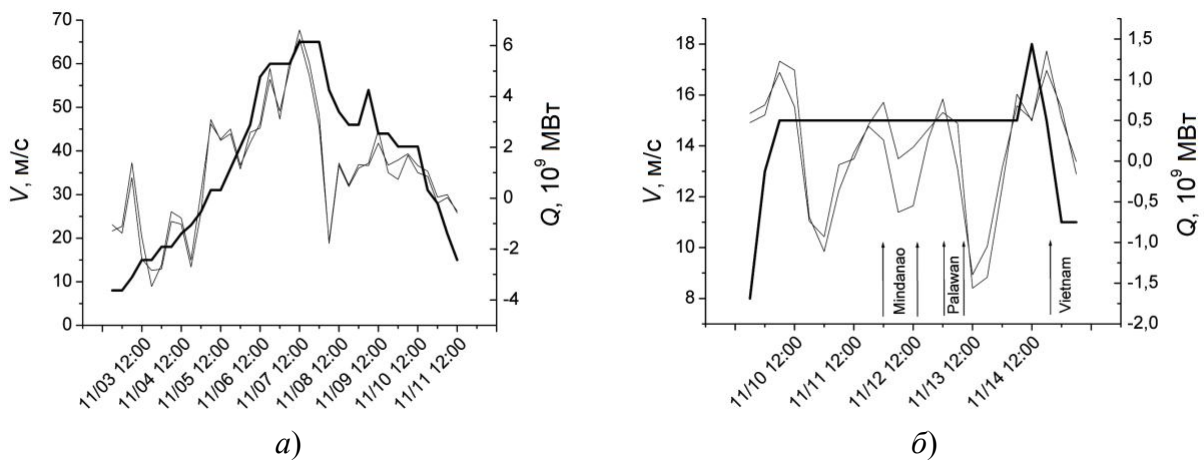


Рисунок 3.10 – *a*) эволюция ТЦ Haiyan: толстая черная линия – интенсивность ТЦ (левая шкала), тонкие серые линии – мощности адвективных потоков скрытого тепла (правая шкала) через концентрические круговые границы с радиусами  $8^\circ$  и  $8,5^\circ$  в зависимости от местного времени и даты 2013 г. (нижняя шкала); *б*) то же для тропического шторма Podul (радиусы круговых границ  $4^\circ$  и  $4,5^\circ$  соответственно); дополнительно указаны интервалы времени прохождения шторма над сушей (о-ва Минданао и Палаван; Вьетнам).

В заключение раздела еще раз рассмотрим один из характерных этапов эволюции ТЦ Alberto, дополнительно используя синхронизованные данные по

ТПО на основе композитных продуктов RSS (см. выше). Как видно из рисунка 3.1, ТЦ Alberto пересек собственную траекторию 19–20.08.2000. Поле ТПО непосредственно перед этим моментом (на 18.08.2000) приведено на рисунке 3.11а. Выделяется «холодный след», образованный ТЦ Alberto во время прохождения над этой областью океана между 13.08.2000 и 15.08.2000 (цифры 5 – 6 на рисунке 3.1а). Хотя его образование может быть интерпретировано, как признак интенсивного теплообмена между океаном и ТЦ, следует отметить, что ТЦ Alberto в эти сутки существенно ослабевал (см. рисунок 3.1б). К моменту пересечения траектории ТЦ Alberto своей траектории, ТПО составляла всего около 23°C. Тем не менее, ТЦ Alberto находился в фазе третьей быстрой интенсификации (рисунок 3.1б, цифры 8–9, рисунок 3.11б). Таким образом, трудно связать эту фазу его эволюции с локальным состоянием океана. С другой стороны, временной ход суммарной мощности конвергентных потоков скрытого тепла  $Q$ , как отмечено выше, полностью воспроизводит картину временного хода его интенсивности, рисунки 3.1г, 3.11б.

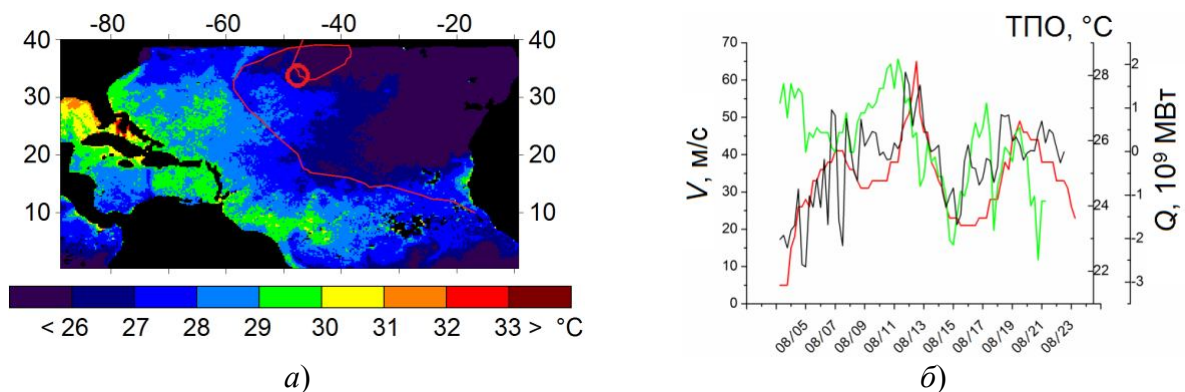


Рисунок 3.11 – а) Поле ТПО в Северной Атлантике (цветовая шкала интервалов температур с шагом  $1^{\circ}\text{C}$  внизу рисунка), траектория ТЦ Alberto (красная линия) и положение ТЦ Alberto (красная окружность) на 18.08.2000; по краям изображения – географические координаты; б) графики интенсивности ТЦ  $V$ , м/с (красная линия, левая шкала), средняя ТПО под глазом ТЦ (зеленая линия, правая внутренняя шкала) и мощности адвективного потока скрытого тепла через границу  $8^{\circ}$  (черная линия, правая внешняя шкала); по нижней шкале даты 2000 г. в формате ММ/ДД.



Таким образом, эволюция зрелых фаз ТЦ определяется, в основном, адвекцией скрытого тепла из окружающей его атмосферы. Конвергенция скрытого тепла усиливается с ростом интенсивности ТЦ и приводит к его дальнейшей интенсификации. В менее благоприятных условиях (при меньшем интегральном влагосодержании атмосферы, при ослаблении вихря, в частности, при его выходе на сушу), конвергентный поток скрытого тепла уменьшается и может смениться дивергентным, что приводит к дальнейшему ослаблению вихря.

### **3.5. Расширение подхода для исследования системы взаимодействующих тайфунов**

Сезон 2015 года характеризовался высокой активностью тропического циклогенеза, особенно в северном полушарии, где сформировалось 66 ТЦ при климатической норме 57,2 (по данным Гидрометцентра России, <http://meteoinfo.ru/-220155->). В этих условиях наиболее вероятно образование систем двойных (взаимодействующих) ТЦ, частота возникновения которых максимальна в северо-западном регионе Тихого океана [Dong, Neumann, 1983]. В качестве кандидата на роль двойной системы ТЦ интересно рассмотрена пара тайфунов Goni и Atsani (11 – 26 августа 2015 г.), которые долгое время двигались параллельными курсами над открытым океаном, почти синхронно меняя свою интенсивность. ТЦ Goni достиг побережья Филиппин 20 августа и, вызвав существенные разрушения и жертвы, на следующие сутки резко свернул на северо-восток. Почти синхронно с ним совершил аналогичный поворот над открытым океаном ТЦ Atsani и, пройдя пик интенсивности, перешел в фазу диссипации, окончательно разрушившись вслед за ТЦ Goni после 26 августа, рисунок 3.12.

Системы двойных ТЦ привлекают повышенное внимание исследователей в связи с тем, что взаимодействие ТЦ может приводить к существенным отклонениям их траекторий от прогнозируемых и влиять на эволюцию ТЦ. Наиболее яркое проявление такого взаимодействия названо по фамилии автора первых экспериментальных работ в этом направлении [Fujiwhara, 1921; 1923]

эффектом Фудзивары и состоит во взаимном притяжении двух близких вихрей, приводящих к их вращению вокруг общего центра с возможным последующим слиянием. Дальнейшее моделирование показало [Dritschel, Waugh, 1992; Prieto et al., 2003], что при взаимодействии двух ТЦ в зависимости от начальных условий могут реализовываться принципиально различные сценарии совместного движения: циклоническое вращение с разбеганием, деформация или полное разрушение одного ТЦ, частичное или полное слияние ТЦ.

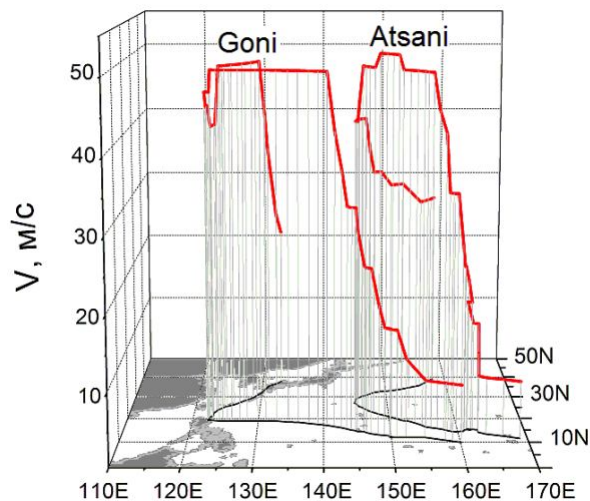


Рисунок 3.12 – Эволюция ТЦ Goni и Atsani: траектории (черные линии) и интенсивности (красные линии, вертикальная шкала). См. пояснения в тексте.

В работе [Brand, 1970] на основе статистического анализа дана оценка максимального расстояния между ТЦ (750 морских миль или около 1400 км), при котором взаимодействие ТЦ будет заметно сказываться на их траекториях. Пара Goni и Atsani формально удовлетворяют требованиям [Brand, 1970] к отбору систем взаимодействующих ТЦ:

- 1) в некоторый момент времени их центры находились на расстоянии менее 700 морских миль (около 1300 км), рисунок 3.13;
- 2) ТЦ развивались над открытым океаном, рисунок 3.12;
- 3) в некоторый момент оба ТЦ достигли стадии тайфуна, рисунки 3.12, 3.13.

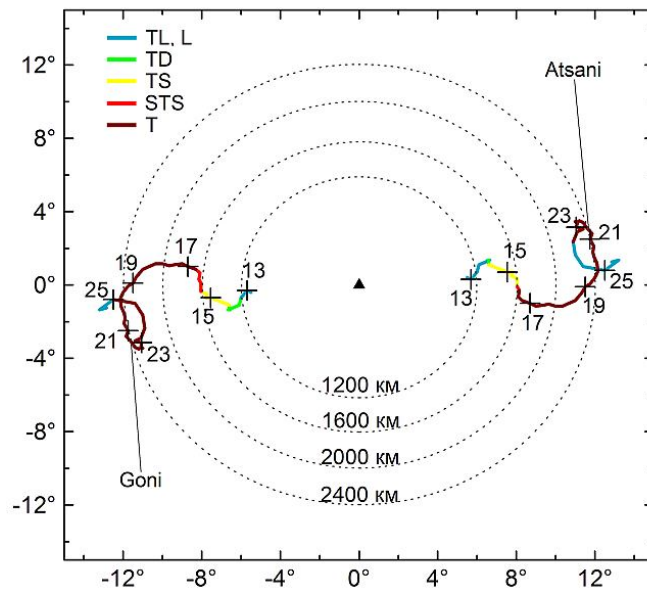


Рисунок 3.13 – Движение ТЦ Goni и Atsani относительно геометрического центра системы. Символы «+» отмечают начала суток (в UTC) 13..25 августа 2015 г. соответственно. Фазы ТЦ (TL, TD, TS, STS, T, L) даны по [Покровская, Шарков, 2016].

Однако, следует отметить, что почти все время существования ТЦ Goni и Atsani удалялись друг от друга и не демонстрировали взаимного циклонического вращения (за исключением интервала времени 18 – 22 августа на расстоянии около 2000 – 2400 км друг от друга). Безусловно, максимальное расстояние взаимодействия зависит от условий развития, размеров и интенсивности вихрей. Так, в [Ziv, Alpert, 1995] утверждается, что внетропические циклоны, в некотором противоречии с двумерными моделями, способны притягиваться на расстоянии до 2000 км, но в отношении ТЦ оставлена справедливой оценка в 1400 км. Поэтому траекторные особенности Goni и Atsani, вероятно, следует объяснять в первую очередь характером общей циркуляции [Hoover, 1961] и состоянием крупномасштабных геофизических полей региона.

С другой стороны, очевидно, что взаимодействие ТЦ не может ограничиваться только взаимным влиянием на траектории движения. Важным энергетическим аспектом взаимодействия ТЦ является формирование адвективных потоков в нижней тропосфере, как основного фактора энергетического баланса ТЦ [Пальмен, Ньютон, 1973]. Анимация облачных

систем, наблюдаемых с метеорологических спутников Himawari-8, JMA ([www.jma.go.jp/en/gms/index.html?area=6&element=1&mode=UTC](http://www.jma.go.jp/en/gms/index.html?area=6&element=1&mode=UTC)), SNPP, NOAA ([www.nsof.class.noaa.gov/saa/products/search?datatype\\_family=VIIRS\\_IPGD](http://www.nsof.class.noaa.gov/saa/products/search?datatype_family=VIIRS_IPGD)), а также визуализация результатов моделирования нижних слоев атмосферы (<http://cimss.ssec.wisc.edu/goes/blog/archives/19282>) показывают, что формирование воздушных потоков носило сложный характер с рядом специфических особенностей, см. рисунок 3.14. Выделяется зона сильных дивергентных потоков южнее ТЦ Goni, обозначенная на рисунке 3.14 буквой А. Приток воздуха в систему ТЦ осуществлялся с юго-запада, затем поток разветвлялся, частично включаясь в циклоническое вращение вокруг Goni (ветвь 1) и Atsani (ветвь 2). Также выделяется область между центрами ТЦ, обозначенная на рисунке 3.14 буквой В, с низкими скоростями ветра и неустойчивым направлением потока. В итоге формировалась мощная ветвь потока (ветвь 3), окружавшая всю систему ТЦ в циклоническом направлении.

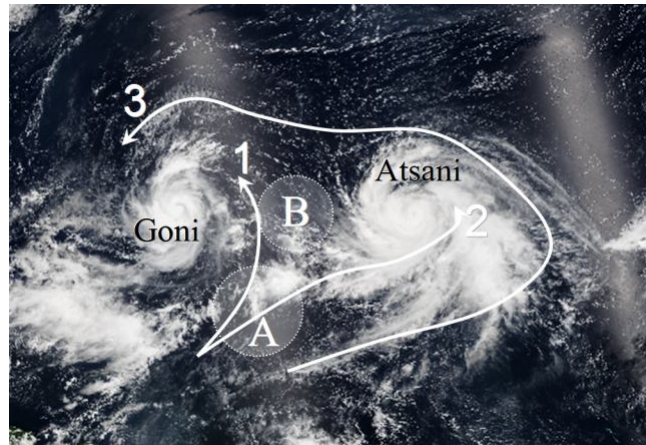


Рисунок 3.14 – Схема основных тропосферных потоков в системе ТЦ Goni и Atsani: А – область сильных дивергентных потоков, разветвляющихся к центрам Goni (1) и Atsani (2); В – область слабых неустойчивых потоков; 3 – поток, охватывающий систему ТЦ в циклоническом направлении. Фоновое изображение – по архивным данным NOAA ([www.nvnl.noaa.gov/view/globaldata.html#TRUE](http://www.nvnl.noaa.gov/view/globaldata.html#TRUE)) за 18.08.2015.

Это дает основания для исследования эволюции и энергетического баланса системы ТЦ Goni и Atsani как единого целого в зависимости от величин

адвективных потоков скрытого тепла, приходящих из окружающей атмосферы. Общий подход к анализу эволюции ТЦ в поле интегрального влагосодержания атмосферы описан ранее в разделе 3.3. Первичным источником данных о ТЦ (положение, интенсивность) являлась база данных «Глобал-ТЦ» [Покровская, Шарков, 2016]. Глобальные поля интегрального влагосодержания на сетке  $0,125^\circ$  были построены на основе стандартных продуктов обработки спутниковых данных AMSR-2 ([http://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM\\_W/data/data\\_w\\_dpss.html](http://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM_W/data/data_w_dpss.html)), SSMIS и WindSat (<http://www.remss.com/measurements/atmospheric-water-vapor>) и интерполированы с шагом 1,5 часа. При этом был применен мультисенсорный алгоритм спутникового радиотепловидения [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а]. Далее на основе интерполированных полей интегрального влагосодержания и восстановленных полей адвекции были рассчитаны потоки скрытого тепла через окружающие ТЦ контуры для сопоставления с временным ходом интенсивности ТЦ.

Выше рассмотрены случаи анализа эволюции индивидуальных ТЦ. В этих случаях использованы контуры в виде семейства концентрических окружностей, движущихся вместе с центром ТЦ. В данном случае по причинам, указанным при описании рисунка 3.14, такой выбор границ не вполне адекватен. Следует ожидать, что сложный характер воздушных течений, особенно в областях, отмеченных на рисунке 3.14 буквами А и В, вызовет скачки разных знаков в формально рассчитанных через круговые контуры потоках, которые будут отражать не столько получение или потерю энергии системой ТЦ, сколько ее пространственное перераспределение внутри системы (деформация изобар). Проверка этого предположения выполнена путем расчета потоков по отдельности для ТЦ Goni и ТЦ Atsani через круговые контуры сравнительно небольших радиусов.

Таким образом, специфика задачи определялась необходимостью анализа эволюции системы ТЦ Goni и Atsani как единого целого, что связано с преодолением двух методических трудностей. Первая заключалась в том, чтобы численно охарактеризовать интенсивность системы ТЦ. Как известно,

интенсивность ТЦ (максимальная скорость ветра  $V$ , м/с) не является аддитивной мерой его мощности  $P$ , МВт. В литературе рассматриваются различные виды связи  $P$  и  $V$  – от квадратичной, как, например, в индексе аккумулярованной энергии циклона (Accumulated Cyclone Energy), ACE ([http://www.cpc.noaa.gov/products/outlooks/background\\_information.shtml](http://www.cpc.noaa.gov/products/outlooks/background_information.shtml)) до более сложных [Emanuel, 2005], что отчасти обусловлено терминологическими расхождениями в определении мощности ТЦ. В рассмотренном случае ситуация существенно упрощалась из-за сходной картины эволюции ТЦ Goni и Atsani и близких значений их интенсивностей,  $V_G$  и  $V_A$ , во все моменты времени. Величины, пропорциональные различным мерам общей интенсивности ТЦ, например,  $V_1 = \frac{1}{2}(V_G + V_A)$  и  $V_2 = \frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{V_G^2 + V_A^2}$  практически совпадают при соответствующей нормировке, рисунок 3.15. Поэтому для качественного описания эволюции системы в целях сопоставления с адвективными потоками скрытого тепла можно использовать любую из указанных величин (далее использована  $V_2$ ).

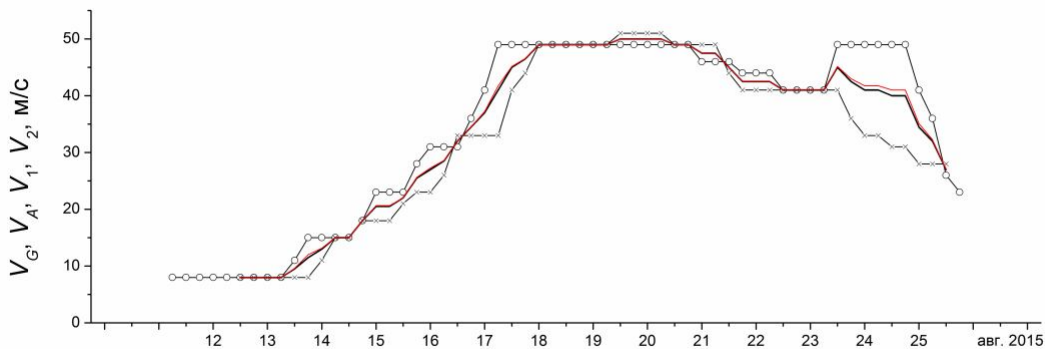


Рисунок 3.15 – Временной ход интенсивности (м/с) ТЦ Goni,  $V_G$  (кружки, тонкая черная линия), ТЦ Atsani,  $V_A$  (диагональные кресты, тонкая черная линия), а также нормированных характеристик общей интенсивности системы двух ТЦ: линейной,  $V_1$  (толстая черная линия), и квадратичной,  $V_2$  (толстая красная линия).

Вторая трудность заключалась в выборе охватывающих систему ТЦ контуров. Ясно, что в данном случае контуры должны иметь сложную, отличную от круговой форму. Методика расчета и в этом случае не представляет существенной проблемы, однако возникает вопрос обоснования выбора того или

иногo контура, который в ходе эволюции системы должен подвергаться различным деформациям, не исключающим и существенных изменений размеров. Анализ подходов к такому обоснованию является предметом дальнейших исследований. Возможно, потребуется привлечение значительных объемов дополнительной информации, например, о полях давления. Тогда возникает задача получения или интерполяции таких данных с пространственно-временной дискретизацией, удовлетворительной для совместного анализа на сетке  $0,125^\circ$  с шагом по времени не более 3 (лучше 1,5) часов [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017б].

В рассмотренном случае достаточно эффективным оказался следующий простой подход к формированию контура. Были построены два круговых контура, центрированные относительно ТЦ Goni и Atsani соответственно, с достаточно большими радиусами  $R$ , чтобы обеспечить их взаимное пересечение на большей части траектории ТЦ, рисунок 3.16. Далее вычислялись мощности адвективных потоков скрытого тепла  $Q_1$  и  $Q_2$  через каждый из этих контуров, а результаты складывались между собой. В предположении, что потоки через фрагменты контуров между точками их пересечения при сложении компенсируют друг друга, можно считать, что сумма  $Q = Q_1 + Q_2$  характеризует поток через «внешние» части контуров. Таким образом, фактически, была предложена реализация деформирующегося и движущегося вместе с системой ТЦ составного контура, пролегающего все время существования системы на примерно одинаковом расстоянии от ближайшего ТЦ. Были выполнены расчеты сумм потоков  $Q$  для нескольких значений  $R$  и дальнейшее сопоставление временного хода  $Q$  и характеристики  $V_2$  интенсивности системы ТЦ.

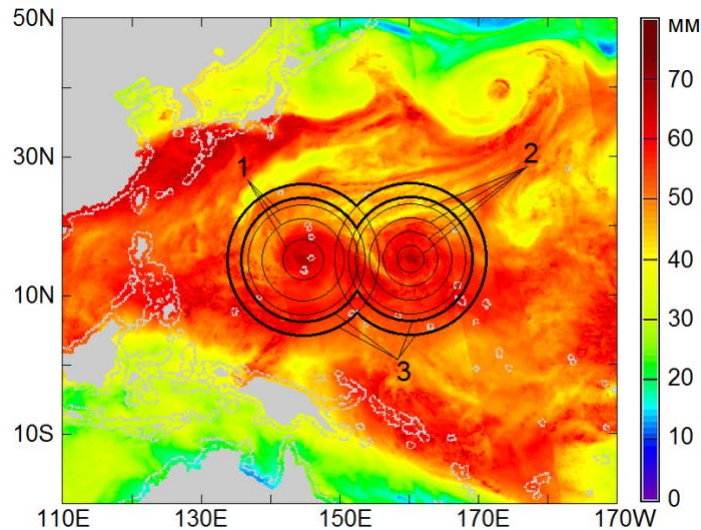


Рисунок 3.16 – ТЦ Goni и Atsani в поле интегрального влагосодержания (цветовая шкала – справа) и рассмотренные семейства контуров: 1 – вокруг ТЦ Goni с радиусами  $r = 3^\circ, 6^\circ, 8^\circ$ ; 2 – вокруг ТЦ Atsani с  $r = 2^\circ, 4^\circ, 6^\circ, 8^\circ$ ; 3 – составные контуры с  $R = 9^\circ, 11^\circ$ .

Временной ход интенсивности ТЦ Goni,  $V_G$ , ТЦ Atsani,  $V_A$  и нормированных характеристик  $V_1, V_2$  их общей интенсивности приведен на рисунке 3.15. Можно отметить следующие основные этапы эволюции рассматриваемой системы ТЦ:

- 1) интенсификация в течение 13 – 18 августа (быстрая интенсификация 17 августа);
- 2) достижение первого максимума интенсивности 20 августа;
- 3) некоторое ослабление с минимумом 23 августа;
- 4) повторная интенсификация с достижением максимума 24 августа;
- 5) диссипация и окончательное разрушение к 26 – 27 августа.

Временной ход интенсивности ТЦ Goni в сопоставлении с адвективными потоками скрытого тепла через окружающие его глаз контуры радиусами  $3^\circ, 6^\circ, 8^\circ$  иллюстрирует рисунок 3.17a. В отличие от ранее рассмотренных случаев анализа индивидуальных ТЦ связь между интенсивностью ТЦ Goni,  $V_G$  и адвекцией тепла через контур радиусом  $8^\circ$  (кривая 4 на рисунке 3.17a) выражена сравнительно слабо. Можно отметить максимум конвергентных потоков около 20.08, совпадающий фазой максимальных значений  $V_G$ , и дивергентный характер



потоков при ослаблении ТЦ 21 – 23 августа. Однако, привлекают внимание отрицательные значения  $Q$  при быстрой интенсификации ТЦ 17 – 18 августа и близкая к 0 оценка  $Q$  24 августа. Пожалуй, наилучшее соответствие временному ходу  $V_G$  показывает поток, вычисленный через контур радиусом  $3^\circ$ , однако сопоставление оценок через все контуры не дает устойчивой картины.

Еще более противоречивая ситуация выявляется при индивидуальном анализе ТЦ Atsani, рисунок 3.17б. В данном случае показаны потоки через круговые контуры радиусом  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $6^\circ$  и  $8^\circ$ . Картина конвергентных и дивергентных потоков сильно хаотизирована. Заметные конвергентные потоки выявляются только при контуре радиусом  $2^\circ$ , по мере увеличения размера контуров оценки  $Q$  смещаются в отрицательную область.

Картина принципиально меняется при анализе системы ТЦ Goni и Atsani с помощью контуров составного типа, рисунок 3.17в. Так, сопоставление характеристики  $V_2$  интенсивности системы ТЦ (кривая 1) с адвекцией тепла  $Q$  через составной контур с  $R = 11^\circ$  (кривая 2, около 5 ПВт в максимуме) выявляет четкое соответствие во всех фазах существования системы. Близкая картина (за исключением последних чисел 24 – 25 августа) получена и для контура с  $R = 9^\circ$  (кривая 3). Однако уже при  $R = 8^\circ$  это соответствие, особенно в первой половине эволюционного пути системы, резко нарушается, что, вероятно, обусловлено ранним размыканием контуров и увеличивающимся влиянием проблемных для анализа областей А и В (рисунок 3.14).

Следует добавить, что в конечных стадиях существования ТЦ Goni и ТЦ Atsani разделяет расстояние около 2400 км, и их анализ, как единой системы, при выбранном упрощенном подходе перестает быть эффективным, в том числе и из-за возмущающего влияния суши, в целом возрастающего при больших радиусах  $R$ . Можно заметить, что конечные фазы эволюции ТЦ Goni и ТЦ Atsani удовлетворительно описываются при их индивидуальном анализе оценками  $Q$  через круговые контуры радиусом около  $6^\circ$  уже с 21 августа.

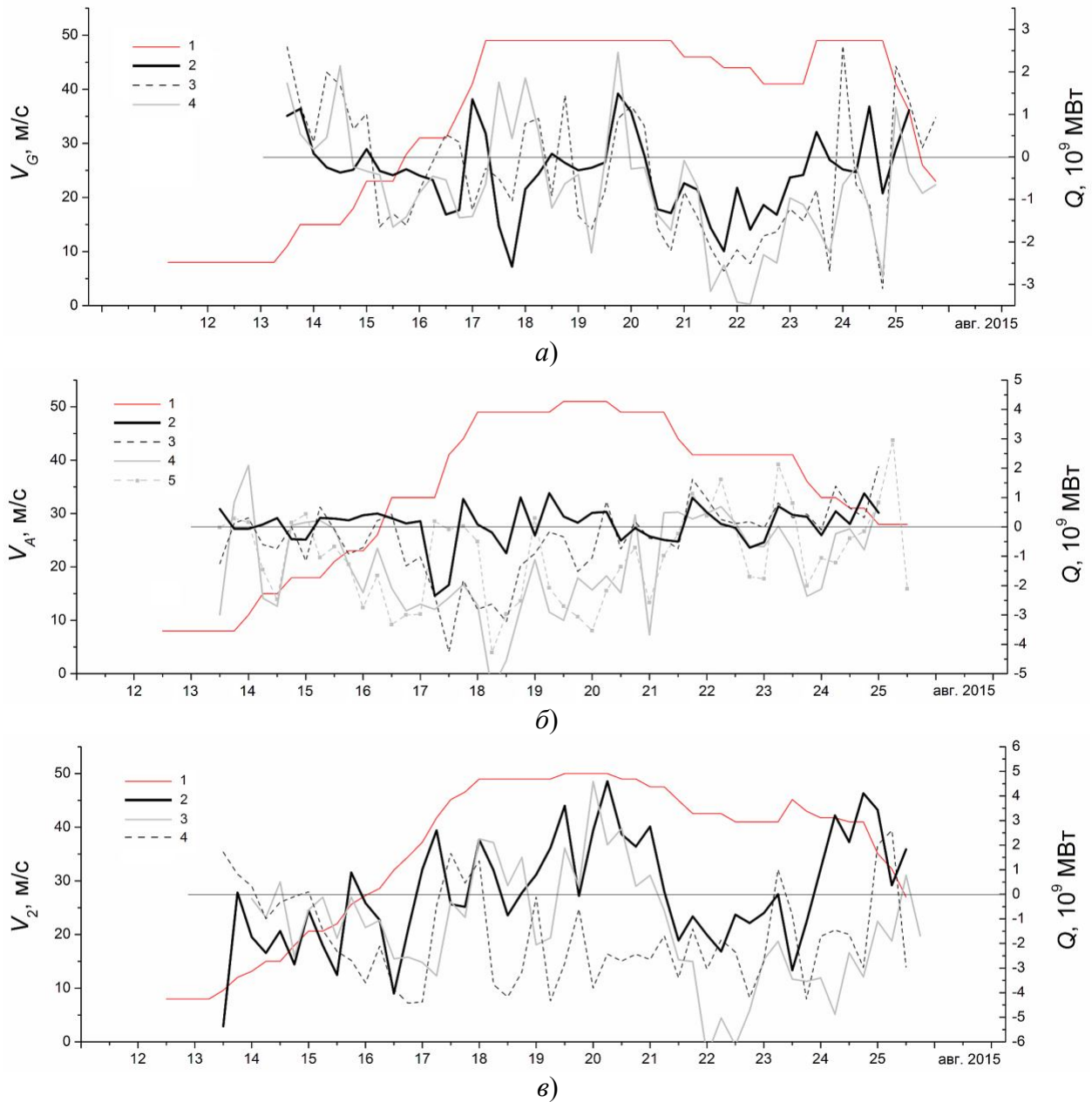


Рисунок 3.17 – Эволюция системы ТЦ Goni и Atsani в сопоставлении с адвекцией скрытого тепла: а) интенсивность ТЦ Goni,  $V_G$  (линия 1, левая шкала) и адвекция скрытого тепла,  $Q$  (линии 2–4, правая шкала) через контуры вокруг ТЦ Goni с радиусами  $3^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $8^\circ$  соответственно; б) интенсивность ТЦ Atsani,  $V_A$  (линия 1, левая шкала) и адвекция скрытого тепла,  $Q$  (линии 2–5, правая шкала) через контуры вокруг ТЦ Atsani с радиусами  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $8^\circ$  соответственно; в) интенсивность системы ТЦ Goni и Atsani,  $V_2$  (линия 1, левая шкала) и адвекция скрытого тепла,  $Q$  (линии 2–4, правая шкала) через составные контуры вокруг системы ТЦ Goni и Atsani (см. пример контуров на рис. 3.16), при  $R = 11^\circ$ ,  $9^\circ$ ,  $8^\circ$ .

В случае ТЦ Goni (кривая 3 на рисунке 3.17а) это уменьшение  $Q$  от 1 ПВт до -2 ПВт в фазе диссипации, увеличение до 3 ПВт в фазе повторной

интенсификации и новое уменьшение с колебаниями около 0 в фазе окончательной диссипации. В случае ТЦ Atsani (кривая 4 на рисунке 3.17б) это чередование конвергентного и дивергентного режимов с общим отрицательным трендом  $Q$  и максимумом около 0,7 ПВт в фазе диссипации.

Таким образом, подход спутникового радиотепловидения впервые применен для анализа эволюции двойной системы ТЦ. При этом взаимодействие ТЦ в системе не сказывалось явно на траекторных особенностях, но формировало сложные адвективные потоки скрытого тепла в нижней тропосфере. Расчет этих потоков на основе ранее разработанной методики имел важную особенность, связанную с выбором охватывающих контуров сложной конфигурации. В силу специфических условий развития системы ТЦ Goni и Atsani удалось промоделировать деформирующийся составной контур на основе пары круговых. В результате, как и ранее при анализе индивидуальных ТЦ, показана взаимосвязь между интенсификацией и диссипацией системы ТЦ и притоком скрытого тепла к системе ТЦ из окружающей атмосферы. В общем случае обоснование выбора формы и других характеристик охватывающих контуров, вероятно, потребует привлечения больших объемов дополнительной информации и разработки общей концепции динамических контуров [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017б].

### 3.6. Выводы к Главе 3

Приведенные в настоящей Главе результаты касаются приложений подхода спутникового радиотепловидения к исследованию эволюции мезомасштабных атмосферных процессов на примере тропических циклонов и в совокупности доказывают выносимые на защиту положения №3 и №4:

- С помощью реализованной методики детального анализа полей интегрального влагосодержания атмосферы на примере более 10 тропических циклонов (ТЦ) доказана связь эволюции ТЦ с адвекцией скрытого тепла из окружающей атмосферы к центру ТЦ: конвергентные (сходящиеся к центру) потоки тепла соответствуют интенсификации ТЦ, а дивергентные – диссипации. Впервые вычисленные непосредственно из данных спутниковых измерений максимумы

конвергентных потоков скрытого тепла (единицы Петаватт) на один-два порядка превосходят оценки для соответствующих вертикальных потоков от океана к ТЦ, принципиально согласуются с известными модельными представлениями и хорошо объясняют общий энергетический баланс ТЦ. С помощью реализованной методики применения сложных динамических контуров рассчитаны адвективные потоки скрытого тепла, организованные системой взаимодействующих тайфунов-близнецов, и показано, что они определили характер эволюции рассмотренной системы. **Перечисленные результаты доказывают вынесенное на защиту положение №3;**

- С помощью реализованной методики совместного анализа полей интегрального влагосодержания атмосферы и композитных полей температуры поверхности океана на примере исследования урагана Alberto (2000), супертайфуна Haiyan (2013) и тропического шторма Rodul (2013) показано, что в условиях почти идентичного состояния океана сценарии эволюции ТЦ могут существенно различаться (от быстрой интенсификации до квазистационарного режима и диссипации) в зависимости от величины и знака атмосферной адвекции скрытого тепла. **Результаты доказывают вынесенное на защиту положение №4.**

## ГЛАВА 4. СПУТНИКОВОЕ РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ РЕК

Атмосферные реки – нитевидные структуры в поле атмосферного водяного пара, обеспечивающие быстрый перенос влаги из тропиков в средние и высокие широты. Систематические исследования атмосферных рек выявили их существенную роль в меридиональном транспорте атмосферного скрытого тепла. Начинаясь во внутритропической зоне конвергенции и преодолевая границы ячеек Хэдли, атмосферные реки часто достигают полярных областей и могут существенно влиять на климатические параметры последних. Особенно выраженного влияния следует ожидать в северном полушарии, где отсутствует постоянный блокирующий эффект, связанный с циркумполярным течением. Установлено, что атмосферные реки тихоокеанского бассейна являются причиной значительного числа экстремальных погодных явлений на западном побережье Северной Америки. Атмосферные реки над Атлантикой могут оказывать аналогичное воздействие на регионы Западной Европы.

Существенный интерес представляет климатология атмосферных рек, т.е. статистика их характеристических параметров на климатически значимых масштабах. Значительные усилия исследователей направлены на разработку и совершенствование алгоритмов обработки спутниковых данных для автоматического детектирования и восстановления параметров атмосферных рек. В настоящей главе обсуждены уникальные возможности спутникового радиотепловидения для обеспечения дальнейшего прогресса в этом направлении исследований. В разделе 4.1 резюмированы проблемы исследования атмосферных рек по данным радиотеплового спутникового зондирования и пути их преодоления с помощью спутникового радиотепловидения. В разделе 4.2 обсужден новый алгоритм автоматического детектирования атмосферных рек на основе интерполированных полей интегрального влагосодержания атмосферы. Раздел 4.3 демонстрирует возможности спутникового радиотепловидения для вычисления потоков скрытого тепла, формирующихся в атмосферных реках, и их сопоставления с «фоновыми» потоками вне атмосферных рек. Представленные

результаты получены и опубликованы, главным образом, в работах [Ермаков, 2017б; Ermakov, 2017; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017в].

#### **4.1. Проблемы детектирования атмосферных рек**

Как отмечено в Главе 1, понятие «атмосферные реки» введено неформальным образом в контексте анализа ряда данных дистанционных наблюдений [Newell et al., 1992; Zhu, Newell, 1994; 1998] и вызывает определенные возражения [Bao et al., 2006; Knippertz, Wernli, 2010; Gimeno et al., 2014]. В связи с этим, убедительное доказательство некоторых сформулированных к настоящему времени концепций (например, об определяющей роли атмосферных рек в меридиональном переносе скрытого тепла в средних широтах, [Zhu, Newell, 1998]) требует глубокого систематического подхода. Целью его должен быть по возможности исчерпывающий анализ «нитевидной» структуры атмосферной циркуляции скрытого тепла, который позволил бы максимально надежно детектировать атмосферные реки в полях геофизических параметров (прежде всего, интегрального влагосодержания) нижней тропосферы и вычислять связанные с ними характеристики энерго- и массообмена. Такой подход позволил бы ответить на один из центральных проблемных вопросов: все ли «нитевидные» образования в поле интегрального влагосодержания, характеризующиеся определенными соотношениями размеров и географическим расположением, являются «реками», т.е. обеспечивают потоки скрытого тепла, существенно превосходящие по мощности «фоновые» значения потоков вне этих рек.

В настоящее время наиболее последовательно такой систематический подход развивается в отношении атмосферных рек северного полушария и, в первую очередь, для северо-востока Тихого океана [Wick, Neiman, Ralph, 2013; Gimeno et al., 2014]. Важным стимулом этих исследований является необходимость изучения и оценки рисков экстремальных погодных явлений и природных катастроф, периодически вызываемых атмосферными реками на западном побережье Северной Америки. Здесь следует также отметить

интересные параллели с задачей систематического изучения высотных струйных течений [Нерушев, Вишератин, Ивангородский, 2017; Нерушев, Ивангородский, 2017; Калашник, Нерушев, 2017]. Несмотря на принципиальные отличия объектов исследования и входной информации [Nerushev, Kramchaninova, 2011, задачи близки по ряду методических аспектов (анализ динамики геофизических полей, восстанавливаемых по спутниковым данным). Высотные струйные течения, как и атмосферные реки, могут представлять существенную опасность (в частности, для авиации). Статистика их интенсивности и частоты формирования, как и в случае атмосферных рек, может рассматриваться в качестве важного индикатора региональных и глобальных климатических изменений [Нерушев, Вишератин, Ивангородский, 2017].

Подходы к решению проблемы систематического исследования атмосферных рек развиваются в двух основных направлениях: анализ пространственной структуры поля интегрального влагосодержания атмосферы по данным дистанционного зондирования [Ralph, Neiman, Wick, 2004; Matrosov, 2013], моделирования или реанализа [Dettinger et al., 2011] и анализ вертикально интегрированных адвективных потоков водяного пара по численным моделям [Zhu, Newell, 1994; 1998]. При этом, все более распространенным становится комплексный подход, сочетающий использование дистанционных данных и модельных оценок [Wick, Neiman, Ralph, 2013]. Однако, отмечается, что разработанные подходы с использованием спутниковых данных не характеризуются универсальной применимостью для детектирования и анализа атмосферных рек в глобальных масштабах, над всеми акваториями Мирового океана. В [Wick, Neiman, Ralph, 2013] перечислены основные проблемы детектирования атмосферных рек (АР) по данным спутникового радиотеплового зондирования:

- 1) пропуски данных в ряде случаев существенно затрудняют автоматическое детектирование АР;
- 2) численные критерии детектирования АР, разработанные на ограниченном объеме наблюдений над отдельными бассейнами Мирового океана, требуют

проверки и уточнения для универсального применения в глобальном масштабе;

- 3) для повышения качества детектирования АР желательно иметь синхронные оценки полей интегрального влагосодержания и адвекции скрытого тепла.

Далее в настоящем разделе показано, как эти трудности могут быть преодолены в рамках подхода спутникового радиотепловидения.

#### 4.1.1. Пропуски данных

Восстановленные по данным спутникового радиотеплового мониторинга поля интегрального влагосодержания атмосферы содержат пропуски (см. Главу 2). Часть пропусков обусловлена техническими особенностями съемки или сбоями в работе приборов. Кроме того, имеются систематические пропуски (лакуны), связанные с расхождением полос съемки в низких и средних широтах, рисунок 4.1а.

Автоматическое детектирование АР предполагает поиск узких протяженных атмосферных особенностей, более 2000 км в длину и менее 1000 км [Wick, Neiman, Ralph, 2013] или 500 км [Gimeno et al., 2014] в ширину, характеризующихся высоким интегральным влагосодержанием. Разрывы в анализируемых полях приводят к фрагментации объектов поиска, существенно затрудняют обнаружение его частей и оценку его полных линейных размеров. Спутниковое радиотепловидение, за счет алгоритма сшивки лакун и пространственно-временной интерполяции, обеспечивает восстановление полей интегрального влагосодержания атмосферы без пропусков и кардинально облегчает автоматическое детектирование протяженных атмосферных особенностей, рисунок 4.1б.

На рисунке 4.1 отчетливо видна АР, начинающаяся во внутритропической зоне конвергенции около 20° с.ш., 170° в.д. и протянувшаяся в северо-восточном направлении до западного побережья Северной Америки. При стандартном мозаичном объединении данных АР распадается на 3 фрагмента, разделенных лакунами (показанными на рисунке 4.1а темно-серым цветом).



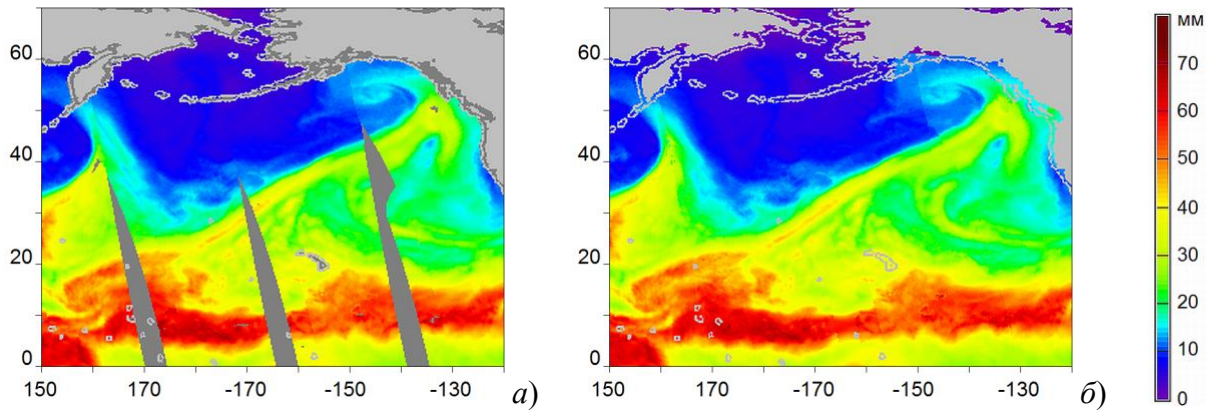


Рисунок 4.1 – Фрагмент поля интегрального влагосодержания атмосферы над Тихим океаном (цветовая шкала значений в мм – справа) за 01.12.2016: *а)* мозаика по данным SSMIS F16 и SSMIS F17; *б)* продукт спутникового радиотепловидения.

На полях географические координаты фрагмента в градусах; положительные значения – для северного и восточного полушарий, отрицательные – для южного и западного.

Поскольку предложенные алгоритмы детектирования AP [Wick, Neiman, Ralph, 2013] не предполагают дополнительной интерполяции данных (кроме простейшей медианной фильтрации), формирование полного образа AP на основе имеющихся данных SSMIS оказывается невозможным. Спутниковое радиотепловидение позволяет восстановить целостную картину явления, рисунок 4.1б.

#### 4.1.2. Настройка критериев детектирования

Как отмечено в [Wick, Neiman, Ralph, 2013], критерии детектирования AP, относящиеся к определенному бассейну Мирового океана, могут потребовать доработки для адаптации к другим областям наблюдений. Выработка универсальных критериев автоматического детектирования требует обработки и анализа большого объема данных в глобальных масштабах наблюдений. Успешное решение этой задачи связано с преодолением ряда технических трудностей: обеспечением быстрого получения (или построения) полей интегрального влагосодержания глобального покрытия; осуществлением интерактивного управления процедурами обработки с целью оптимальной

настройки критерия детектирования; эффективной динамической визуализацией данных и результатов обработки.

Все указанные аспекты задачи находят решения в подходе спутникового радиотепловидения, которые реализованы и внедрены при развитии геопортала спутникового радиотепловидения [Ермаков, Чернушич, Шарков, 2016] и выполнения проекта «ИКАР» [Ермаков, Чернушич, 2017а] (см. Главу 6). Геопортал содержит к настоящему времени массив глобальных полей интегрального влагосодержания атмосферы на регулярной сетке  $0,25^\circ$  в непрерывном диапазоне наблюдений с 2003 по 2016 годы, интерполированных с шагом 3 часа. Функционал проекта «ИКАР» обеспечивает возможность описания различных алгоритмов обработки этих данных, удаленного исполнения этих алгоритмов на сервере геопортала и визуализации результатов обработки. Рисунок 4.2 иллюстрирует применение простейшего порогового критерия выделения областей высокого интегрального влагосодержания.

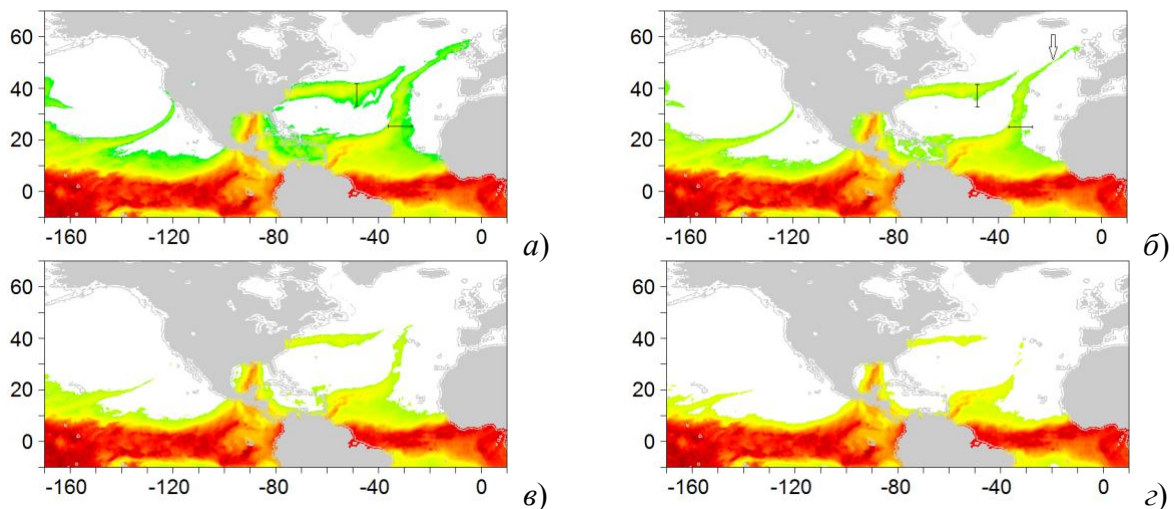


Рисунок 4.2 – Поле интегрального влагосодержания над северо-востоком Тихого океана и Северной Атлантикой за 11.03.2016 по алгоритму спутникового радиотепловидения (цветовая шкала и обозначения координат – как на рисунке 4.1). Показаны значения влагосодержания выше порогов: *а)* 20 мм; *б)* 23 мм; *в)* 26 мм; *з)* 30 мм. Масштабные отрезки на верхних рисунках соответствуют 1000 км.

Показаны области интегрального влагосодержания атмосферы, превышающего введенные по аналогии с [Wick, Neiman, Ralph, 2013] пороги в 20,

23, 26 и 30 мм. На рисунке 4.2*а* отчетливо видны три АР. Первая пересекает северо-восточную акваторию Тихого океана, достигая побережья Северной Америки около 35° с.ш. Вторая начинается на востоке Тихого океана, пересекает Мексику и Мексиканский залив западнее Юкатана, проходит над восточным побережьем Северной Америки выше Флориды и тянется к центру Северной Атлантики вдоль 40° с.ш. Третья пересекает Атлантику в преимущественно меридиональном направлении и достигает севера Шотландии около 55° с.ш. Следует отметить, что две атлантические АР могут быть пропущены при автоматическом детектировании вследствие их ширины: масштабные отрезки в 1000 км на рисунке 4.2*а* целиком укладываются внутрь образов АР в их наиболее широких местах.

Увеличение порога до 23 мм (рисунок 4.2*б*) почти не сказывается на образе тихоокеанской АР, в то время как ширина остальных двух существенно уменьшается. При этом, однако, возникают разрывы в образе восточной АР, в частности, показанный стрелкой на рисунке 4.2*б* около 50° с.ш., 20° з.д., что может приводить к заметным ошибкам в определении длины АР. Дальнейшее увеличение порога до 26 мм (рисунок 4.2*в*) вызывает разрушение северной части образа тихоокеанской АР, который теперь заканчивается около 20° с.ш. Образы атлантических АР достигают примерно 40° с.ш. Наконец, при пороге 30 мм происходит разрушение образа самой восточной АР, также около 20° с.ш. Изменения в длине центральной АР все еще сравнительно невелики.

Обращает на себя внимание неустойчивость линейных размеров образов АР по отношению к малым изменениям порога детектирования. Более перспективными представляются многопороговые и/или адаптивные алгоритмы детектирования АР. Здесь подход спутникового радиотепловидения может быть полезен для эффективной организации распределенной обработки и анализа дистанционных данных. Функционал проекта «ИКАР» позволяет унифицировано описывать и тестировать различные алгоритмы обработки. Геопортал спутникового радиотепловидения обеспечивает простой быстрый доступ к

массиву глобальных полей интегрального влагосодержания атмосферы (и других геофизических параметров) по данным многолетних наблюдений.

#### 4.1.3. Учет поля адвекции

Объединение поля интегрального влагосодержания с векторными полями адвекции водяного пара способно существенно улучшить результаты детектирования, однако до сих пор такая возможность рассматривалась только в связи с применением схем синоптического численного моделирования [Wick, Neiman, Ralph, 2013]. Спутниковое радиотепловидение предлагает альтернативный подход, обеспечивая расчет поля адвекции непосредственно из серии спутниковых наблюдений, рисунок 4.3.

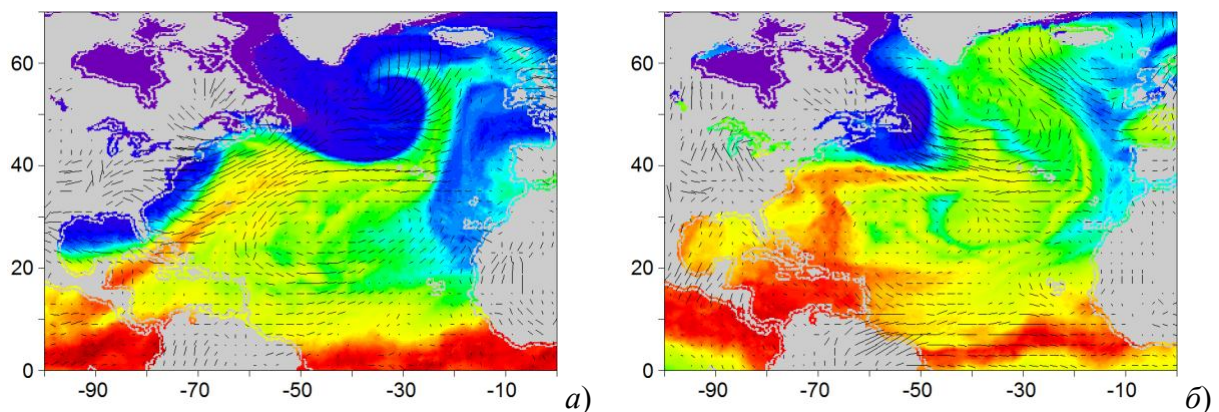


Рисунок 4.3 – Поле интегрального влагосодержания над Северной Атлантикой с наложенными элементами поля адвекции; расчет на даты наблюдений: *а)* 21.03.2016; *б)* 01.06.2016. Цветовая шкала и обозначения координат – как на рисунке 4.1.

Рисунок 4.3 иллюстрирует направления и относительные скорости адвекции, наблюдаемой в полях интегрального влагосодержания атмосферы. Для упрощения картины поле адвекции прорежено с шагом  $2^\circ$ , векторы представлены ненаправленными отрезками в той же проекции, что и поля влагосодержания. Геометрическая коррекция и нормировка элементов поля адвекции для перехода к абсолютным значениям скорости и расчету потоков скрытого тепла подробно разобраны в [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014б; 2016б]. Здесь же важно

отметить, что направление адвекции внутри образа AP, вообще говоря, не параллельно ее оси вследствие сдвигов и эволюции AP при взаимодействии с другими атмосферными системами, например, внетропическими циклонами. Это обстоятельство нужно учитывать в алгоритмах детектирования и восстановления параметров AP. Поскольку в среднем градиенты поля интегрального влагосодержания вдоль оси AP гораздо меньше, чем поперек оси, для расширения набора потенциальных трассеров при анализе движения внутри AP целесообразно проводить расчеты на более детальной сетке [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а; Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015] и/или привлекать дополнительные данные (например, поля полного водозапаса облаков, интенсивности осадков).

#### 4.1.4. Синхронизация спутниковых данных

Традиционный мозаичный подход построения полей геофизических параметров имеет в контексте рассматриваемой задачи климатологии AP еще один недостаток. AP являются протяженными объектами, способными охватывать сразу несколько временных поясов. Данные измерений с солнечно-синхронных спутников относятся к одному и тому же местному времени и, соответственно, интервалы между измерениями различных фрагментов AP могут составлять несколько часов. При быстрой эволюции AP такая асинхронность может оказаться существенной для дистанционной диагностики их параметров. Нужно также отметить, что в зональном отношении распространение AP происходит в восточном направлении, а спутниковый мониторинг с солнечно-синхронных орбит осуществляется в противоположном, на запад.

Спутниковое радиотепловидение обеспечивает приведение интерполированных полей интегрального влагосодержания к единому моменту всемирного времени [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а] для реконструкции «мгновенной» картины атмосферных процессов, рисунок 4.4.

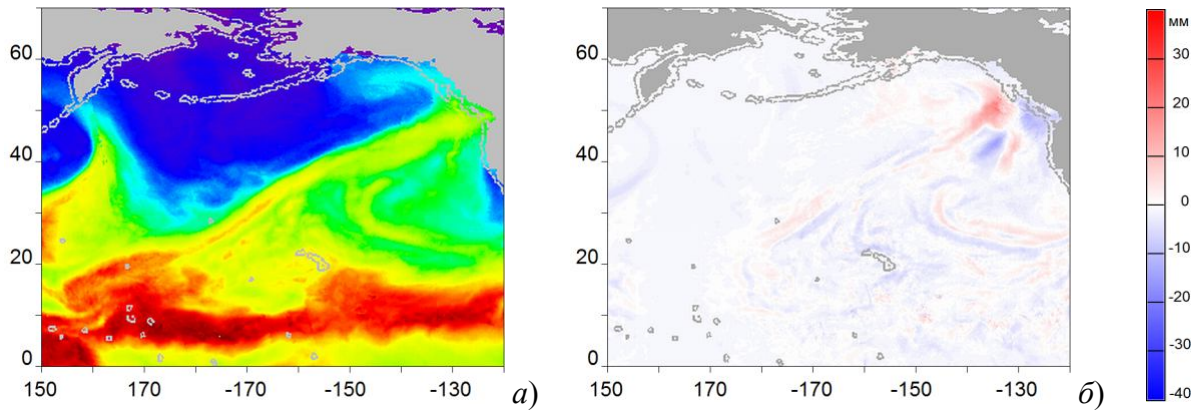


Рисунок 4.4 – Интегральное поле влагосодержания атмосферы (цветовая шкала – см. рисунок 4.1), приведенное к единому всемирному времени 02.12.2016 01:00 (а), и разность полей, показанных на рисунках 4.1б и 4.4а (б), цветовая шкала – справа.

На рисунке 4.4а построено «мгновенное» поле интегрального влагосодержания атмосферы в момент времени, близко соответствующий пролету SSMIS F16 и SSMIS F17 над  $170^{\circ}$  в.д., т.е. в районе «истока» АР, показанной на рисунке 4.1. Следует отметить, что образ АР на рисунке 4.1 построен во «временной развертке», при фиксированном местном времени обзора. Это означает, что конец АР, выходящий на побережье Северной Америки около  $130^{\circ}$  з.д. (т.е. в  $60^{\circ}$  к востоку от начала АР), наблюдался четырьмя часами ранее, чем ее начало. За эти четыре часа произошло изменение оси АР и существенное смещение места ее выхода на континент в юго-восточном направлении. Это хорошо видно на рисунке 4.4б, который иллюстрирует разность полей, показанных на рисунках 4.1б и 4.4а, соответственно. Как и следовало ожидать, минимальные отличия наблюдаются в зоне  $165\text{--}175^{\circ}$  в.д. Наиболее заметные отличия связаны с быстрой эволюцией АР. Положительная разность (красные тона) соответствует образу АР на рисунке 4.1б (в формате временной развертки), а отрицательная (синие тона) – образу АР на рисунке 4.4а (в формате единого времени).

Таким образом, алгоритмы спутникового радиотепловидения весьма актуальны для исследования и уточнения характеристик АР, особенно

которых является сочетание значительной зональной протяженности и быстрой эволюции.

#### 4.2. Синтез схемы автоматического детектирования атмосферных рек

По указанным выше причинам неоднозначности термина «атмосферные реки», подход к анализу тонкой структуры атмосферной циркуляции основан на формальном поиске всех элементов (объектов) в поле интегрального влагосодержания (ИВС) атмосферы, удовлетворяющих следующим критериям отбора:

- 1) значительная протяженность ( $> 2000$  км);
- 2) малая ширина ( $< 1000 / 500$  км);
- 3) высокий градиент значений ИВС на границах объектов, особенно в средних широтах;
- 4) широтный охват от границ внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) до высоких широт;
- 5) односвязность и отсутствие циклов;
- 6) время существования – несколько суток.

Основная цель – обнаружение и исчерпывающее перечисление всех наблюдаемых в поле ИВС процессов, потенциально представляющих собой АР, и точная локализация осей этих АР. Успешная реализация этого шага обеспечивает в дальнейшем системный подход к анализу:

- 1) формирования и эволюции АР;
- 2) дополнительных характеристик АР в окрестности главной оси (интенсивность осадков, ширина поперечного сечения, градиенты геофизических полей и т.д.)
- 3) восстанавливаемых величин скорости адвекции и мощности потока скрытого тепла, связанных с АР.

Это, в свою очередь, открывает возможность изучить роль АР в меридиональной циркуляции атмосферного скрытого тепла, а также доказать (либо опровергнуть) ряд тезисов относительно АР, представляющих собой в

настоящее время гипотетическое обобщение результатов некоторых частных исследований.

Предложенная и описанная ниже схема автоматического детектирования АР и АР-подобных явлений в поле ИВС проиллюстрирована в общем виде на рисунке 4.5.

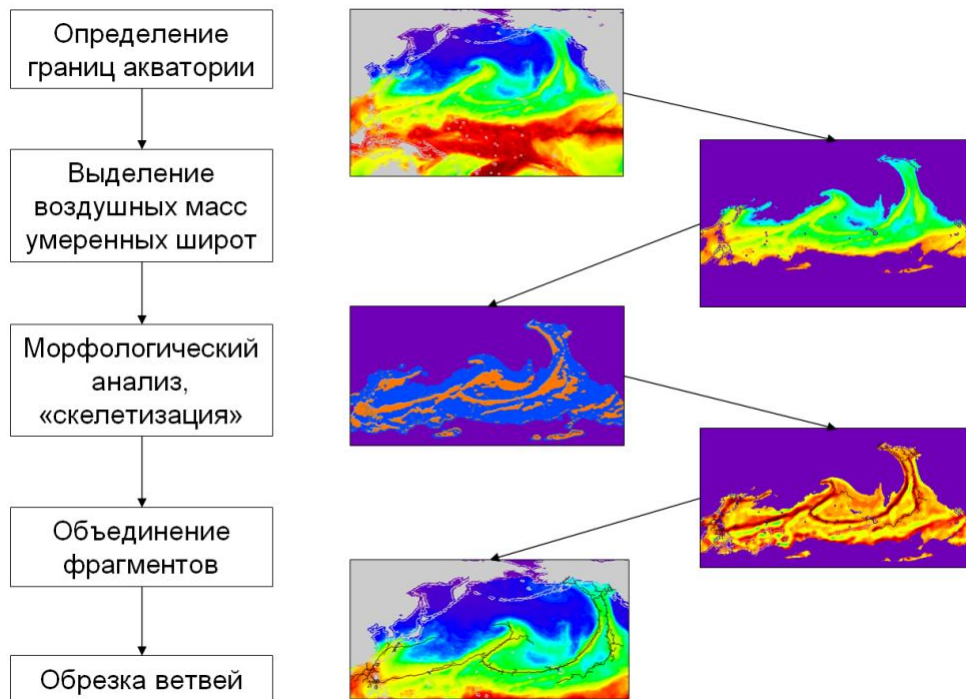


Рисунок 4.5 – Схема автоматического детектирования атмосферных рек в поле интегрального влагосодержания атмосферы.

В левой части рисунка 4.5 перечислены основные алгоритмические шаги схемы. В правой части на конкретном примере обработки проиллюстрированы этапы преобразования данных, позволяющие в итоге наложить на поле ИВС оси потенциальных (автоматически детектированных в соответствии с указанными выше критериями) АР. Ниже этапы обработки рассмотрены более детально.

#### 4.2.1. Определение границ акватории

Поскольку, как указано выше, среднестатистические характеристики АР могут зависеть от географического положения (отличаться для различных акваторий Мирового океана), имеет смысл выполнять детектирование АР в поле



ИВС над разными акваториями по отдельности. С этой целью предложено выделить пять крупных акваторий: северную и южную части Тихого океана, северную и южную Атлантику и Индийский океан. В этом случае для однозначного определения акватории достаточно задать ее западную и восточную границы (по некоторым фиксированным меридианам), а также выбрать южное или северное полушарие. Поскольку обработка данных осуществляется на регулярной координатной сетке, задание западной и восточной границ акватории соответствует заданию минимального и максимального индекса столбцов сетки (горизонтальных координат узлов)  $i_{\min}$ ,  $i_{\max}$ . В качестве примера на рисунке 4.6а приведен фрагмент поля ИВС, соответствующий определенной таким образом акватории северной части Тихого океана.

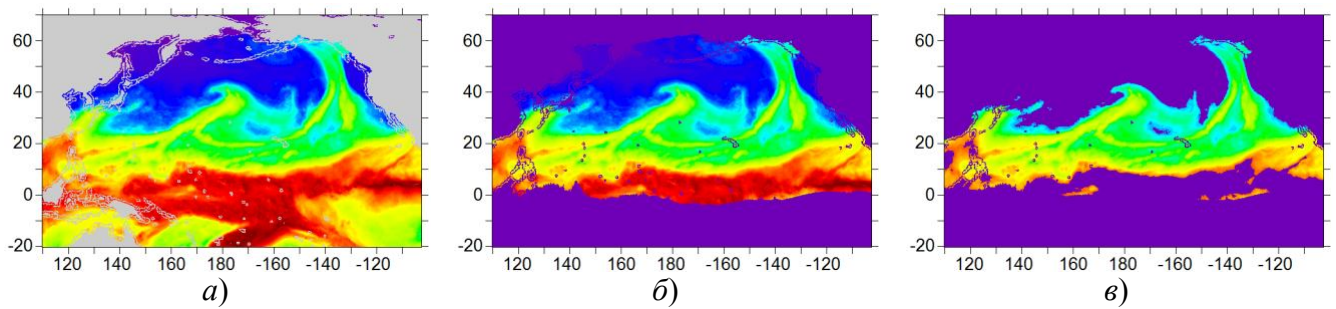


Рисунок 4.6 – а) выделение фрагмента поля ИВС для заданной акватории (Северное полушарие, Тихий океан), цветовая шкала значений ИВС и обозначения координат – как на рис. 4.1; б) уточнение широтной границы в тропиках (фиолетовым цветом показана маска исключенных из анализа областей); в) выделение воздушных масс средних широт (фиолетовым цветом показана маска исключенных из анализа областей).

В высоких широтах предложено фиксировать границу акватории на параллели  $70^\circ$ . В низких широтах требуется более тонкий подход к локализации широтной границы акватории, так как возникает проблема отделения области повышенных значений ИВС, ассоциированных с АР, от области ВЗК [Wick, Neiman, Ralph, 2013]. С этой целью сначала осуществляется локализация «оси» ВЗК. Для фиксированного значения долготы (т.е. фиксированного значения

индекса столбца  $i$ ,  $i_{\min} \leq i \leq i_{\max}$ ) рассчитывается индекс строки (вертикальная координата узла)  $j_0$  по следующему правилу:

$$j_0 = \frac{\sum_{j=j_{20S}}^{j_{20N}} j \cdot W(i, j)}{\sum_{j=j_{20S}}^{j_{20N}} W(i, j)}, \quad (4.1)$$

где  $j$  – номер столбца, пробегающий все значения между индексами, соответствующими  $20^\circ$  южной широты и  $20^\circ$  северной широты;  $W$  – значение поля ИВС в узле  $(i, j)$ . Таким образом,  $j_0$  – положение «центра масс» значений ИВС на данной долготе в пределах широтного пояса  $\pm 20^\circ$ . В отличие от формального выбора нижней границы акватории по экватору предложенный способ позволяет учесть сезонную миграцию ВЗК, а также ее локальные и краткосрочные деформации, рисунок 4.6б.

#### 4.2.2. Выделение воздушных масс умеренных широт

Одной из наиболее специфических характеристик АР является существенное превышение значений ИВС внутри нее над «фоновыми» значениями, особенно ярко проявляющееся вне области ВЗК. При этом, однако, детектирование такого превышения с помощью простейшей пороговой фильтрации с абсолютными предельными значениями наталкивается на существенные трудности [Wick, Neiman, Ralph, 2013], и требуется адаптивная методика поиска оптимальных пороговых значений.

В представленной в диссертации схеме важную роль играет выделение на анализируемом фрагменте поля ИСВ воздушных масс умеренных широт. Следует отметить, что в целом классификация воздушных масс по типам и используемая в связи с этим терминология не являются вполне устоявшимися и различные их варианты могут применяться в контексте разных задач. Так, авторы [Пальмен, Ньютон, 1973, с. 115] прямо указывают: «Если рассматривать крупномасштабные адвективные процессы в атмосфере и изменения различных свойств воздуха под

влиянием радиации, тепло- и влагообмена между земной поверхностью и атмосферой, процессов конденсации и т.д., подразделение воздушных масс может зайти весьма далеко». И далее: «Для наших целей удобнее всего подразделить все воздушные массы каждого полушария лишь на три основных класса: *тропический воздух* (ТВ), *воздух средних (умеренных) широт* (УВ) и *полярный воздух* (ПВ)». В рассмотренном в диссертации случае также оказалось удобным рассмотреть три типа воздушных масс над океаном: арктические (антарктические), тропические и средних широт. Если вновь обратиться к рисунку 4.6, то в выбранной цветовой гамме первые отображаются синими тонами, вторые – красными, а промежуточные между ними (средних широт) – желто-зелеными. Столь условная классификация оказывается вполне приемлемой в данном случае, поскольку, фактически, рассматриваемая задача детектирования весьма близка к широкому классу задач технического зрения, исходно поставленных в слабо формализованной предметной области.

Для формализации задачи разделения воздушных масс на указанные типы была принята предварительная гипотеза о том, что воздушные массы каждого из трех типов характеризуются нормальным законом распределения значений ИВС относительно некоторого среднего, являющегося функцией типа воздушных масс и меняющегося в некоторых пределах в зависимости от акватории, сезона и (возможно) других факторов. Отсюда вытекает общая идея к проведению классификации выделенного фрагмента поля ИВС (рисунок 4.6б) по типам воздушных масс. Для этого необходимо построить гистограмму значений ИВС по всему фрагменту, сгладить ее для уменьшения резких выбросов (связанных как с эффектом дробного шума при округлении значений ИВС до средних, так и с ограниченными размерами выборки) и аппроксимировать полученную гладкую кривую суммой нескольких гауссовых функций.

Нетривиальным является алгоритм аппроксимации сглаженной гистограммы суммой гауссовых функций. Он реализован итерационно. Обозначим через  $h(w)$  число узлов, входящих в рассматриваемый фрагмент поля

ИВС, значение ИВС в которых равно  $w$ . Таким образом,  $h(w)$  – исходная гистограмма фрагмента поля ИВС. Результат ее сглаживания обозначим  $\hat{h}(w)$ . Методом подбора установлено, что удовлетворительные результаты сглаживания получаются при ростом усреднении значений  $h(w)$  в скользящем окне шириной 7 единиц (т.е. 7 кг/м<sup>2</sup>), рисунок 4.7.

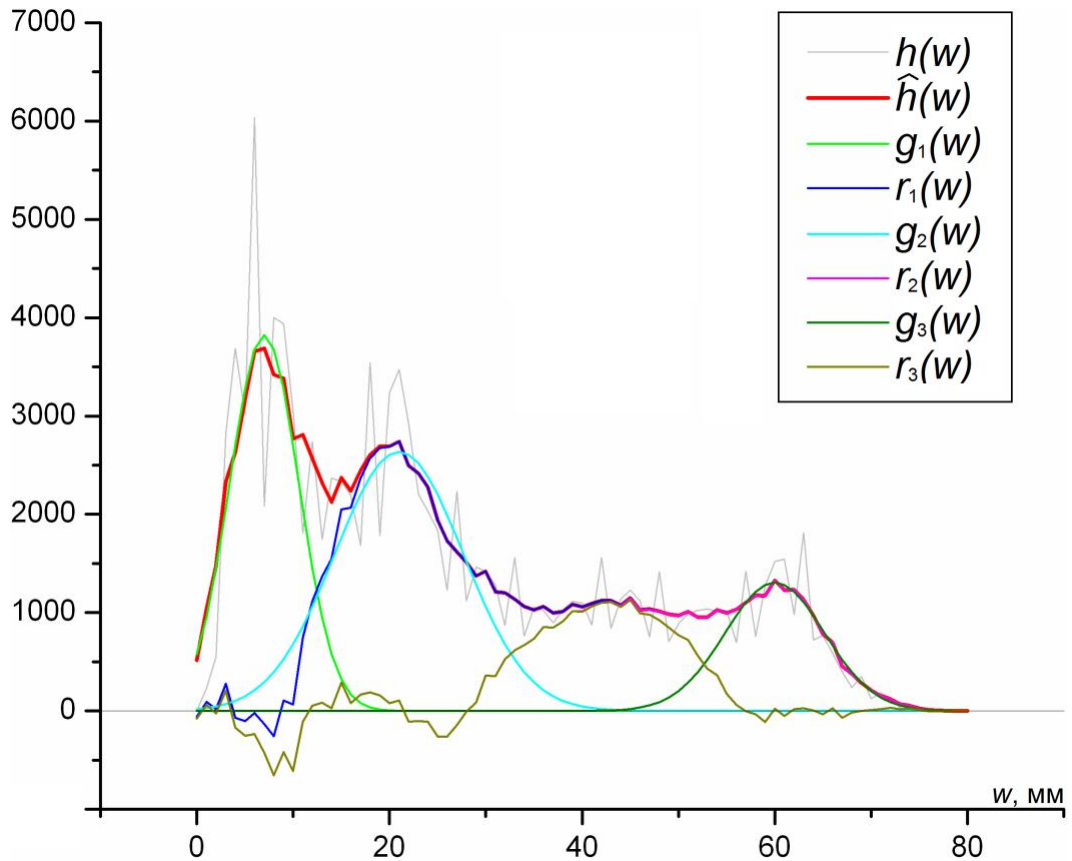


Рисунок 4.7 – Анализ гистограммы значений ИВС выделенного фрагмента поля (см. рисунок 4.6б). По горизонтальной шкале – значения ИВС, по вертикальной – число соответствующих значений ИВС. Тонкая серая линия – исходная гистограмма; красная линия – сглаженная гистограмма; светло-зеленая линия – аппроксимация первого пика; синяя линия – остаток от вычитания из сглаженной гистограммы первого аппроксимированного пика; голубая линия – аппроксимация второго пика; розовая линия – остаток от вычитания второго аппроксимированного пика; темно-зеленая линия – аппроксимация четвертого пика; желто-зеленая линия – остаток от вычитания четвертого пика. Обозначения соответствуют формулам (4.2 – 4.11). См. пояснения в тексте.

На сглаженной гистограмме находится положение первого (ближайшего к 0) локального максимума  $w_1$  по следующему правилу:

$$\hat{h}(w_1) \geq \hat{h}(w), \quad w = 0..15. \quad (4.2)$$

Предельное значение диапазона поиска в  $15 \text{ кг/м}^2$  установлено эмпирически на основе анализа большого объема данных. Затем осуществляется подбор оптимальных параметров  $A$  и  $\sigma^2$  гауссовой функции, аппроксимирующей  $\hat{h}(w)$  на ближнем к краю склоне и в окрестности найденного локального максимума:

$$\hat{h}(w) \approx g_1(w) \equiv A_1 \cdot \exp\left(-\frac{(w-w_1)^2}{\sigma_1^2}\right), \quad 0 \leq w \leq 1,5 \cdot w_1. \quad (4.3)$$

С этой целью задача приводится к линейному виду путем логарифмирования

$$\ln(\hat{h}(w)) \approx \ln A_1 - \frac{(w-w_1)^2}{\sigma_1^2} \quad (4.4)$$

и решается классическим методом наименьших квадратов относительно неизвестных  $\ln A_1$  и  $\sigma_1^2$  при фиксированном  $w_1$ , рисунок 4.7.

Далее вычисляется остаточная часть сглаженной гистограммы в виде

$$r_1(w) = \hat{h}(w) - g_1(w), \quad (4.5)$$

для которой осуществляется поиск нового (ближайшего к нулю) локального максимума на отрезке  $[2w_1, 40]$ , где  $w_1 \leq 15$  – положение локального максимума, найденного ранее по (4.2):

$$r_1(w_2) \geq r_1(w), \quad w = 2w_1..40. \quad (4.6)$$

Как и ранее, второе граничное значение в 40 кг/м<sup>2</sup> установлено эмпирическим путем. Далее снова решается задача аппроксимации:

$$r_1(w) \approx g_2(w) \equiv A_2 \cdot \exp\left(-\frac{(w-w_2)^2}{\sigma_2^2}\right), \quad (w_1 + w_2)/2 \leq w \leq w_2 + (w_2 - w_1)/2. \quad (4.7)$$

Полученные значения  $A_2$  и  $\sigma_2^2$  используются для вычисления нового остатка:

$$r_2(w) = r_1(w) - g_2(w). \quad (4.8)$$

Наконец, осуществляется поиск локального максимума остатка  $r_2(w)$ ,  $w_3$ , наиболее близкого к максимальным значениям  $w$ :

$$r_2(w_3) \geq r_2(w), \quad w > 40. \quad (4.9)$$

Далее решается задача аппроксимации

$$r_2(w) \approx g_3(w) \equiv A_3 \cdot \exp\left(-\frac{(w-w_3)^2}{\sigma_3^2}\right), \quad w \geq w_3 - 5, \quad (4.10)$$

и полученные значения  $A_3$  и  $\sigma_3^2$  используются для вычисления остатка

$$r_3(w) = r_2(w) - g_3(w). \quad (4.11)$$

В итоге, определяется диапазон значений  $w$ , соответствующих воздушным массам умеренных широт на рассматриваемом фрагменте поля ИВС. Нижнее значение,  $w_{\min}$ , определяется по пересечению  $g_1(w)$  и  $g_2(w)$ . Верхнее значение,  $w_{\max}$ , определяется по пересечению  $g_3(w)$  и  $r_3(w)$ . Выделяется множество узлов сетки, содержащих значения ИВС  $w_{\min} \leq w \leq w_{\max}$ , и дальнейший анализ проводится только выделенного множества (принимается, что оно условно соответствует воздушным массам умеренных широт). Действительно, приведенный алгоритм успешно локализует область, в которой расположена потенциальная атмосферная река, рисунок 4.6в. При этом следует отметить два важных аспекта. Первый заключается в том, что выделенное таким образом множество узлов часто не образует односвязную область, и некоторые выделенные фрагменты географически не могут быть отнесены к умеренным широтам. Эти фрагменты автоматически исключаются из анализа в ходе исполнения дальнейших шагов алгоритма. Второй аспект представляет большой интерес и состоит в том, что остаток  $r_3(w)$ , вопреки исходному предположению, в большинстве рассмотренных случаев не является всюду близкой к нулю величиной, а может быть удовлетворительно аппроксимирован еще одной гауссовой функцией, рисунок 4.7. Можно выдвинуть предположение, что воздушные массы умеренных широт (понимаемые в указанном выше смысле) с точки зрения распределения значений ИВС представляют собой двухфазовую смесь, практически не приходящую в однородное состояние под возмущающим воздействием граничащих с ними тропических и арктических/антарктических воздушных масс. Тем не менее, как уже отмечено, нарушение исходной гипотезы не сказывается на возможности эффективной локализации области узлов (и соответствующего сужения диапазона значений ИВС), относящейся к проявлению АР в поле ИВС. Это позволяет успешно реализовать следующие шаги автоматического анализа.

### 4.2.3. Морфологический анализ

В рамках рассмотренной задачи автоматического детектирования АР под морфологическим анализом, в узком смысле, понимался анализ выделенной на предыдущем шаге области поля ИВС, направленный на поиск и локализацию фрагментов образов АР в поле ИВС. Эти фрагменты, по условиям поиска, должны характеризоваться значительными линейными размерами по одному измерению, относительно высокими значениями ИВС и градиента поля ИВС в поперечном направлении. Поскольку критерии отбора, основанные на фиксированных пороговых значениях, оказываются не достаточно эффективными (см. выше), алгоритм, фактически, реализует адаптивный подход, учитывающий «окружение» объекта поиска, т.е. состояние поля ИВС в окрестности предполагаемой оси АР. Этим в значительной мере, но не полностью, решаются проблемы «ложной тревоги» (слишком мягкого критерия отбора, выделяющего много ложных фрагментов) и «пропуска цели» (слишком жесткого критерия, приводящего к избыточной фрагментации объектов поиска). Уточнение решения осуществляется на следующих шагах алгоритма, которые, таким образом (в значительной степени, произвольно), вынесены за рамки описанного здесь морфологического анализа.

Процедура анализа состоит из двух алгоритмически аналогичных частей: поиска длготно-протяженных фрагментов АР и поиска широтно-протяженных фрагментов АР. Как отмечено выше, АР имеют преимущественно длготную ориентацию. По этой причине, значимость длготных и широтных градиентов поля ИВС при автоматическом детектировании АР различна. Приоритет, в основном, должен быть отдан поиску длготно-ориентированных фрагментов. Однако и поиск широтно-ориентированных необходим для восстановления частично фрагментированных образов АР. Возможным подходом является анализ полного градиента поля ИВС с адаптивными весами, регулирующими относительную значимость производных по ортогональным направлениям. Однако, представляется более простым и идеологически ясным альтернативный подход, состоящий в независимом поиске и локализации фрагментов с длготной



и широтной ориентацией с дальнейшим дополнительным отбором и объединением результатов.

Ниже подробно рассмотрен алгоритм поиска долготно-ориентированных фрагментов. Его блок-схема представлена на рисунке 4.8. Алгоритм состоит из следующих основных шагов:

- 1) Медианная фильтрация (сглаживание поля ИВС в скользящем окне 7 x 7 узлов);
- 2) Разметка склонов и плато (по знаку производной в широтном направлении);
- 3) Продление склонов;
- 4) Локализация гребней (узлов, в которых меняется направление склона);
- 5) Объединение гребней.

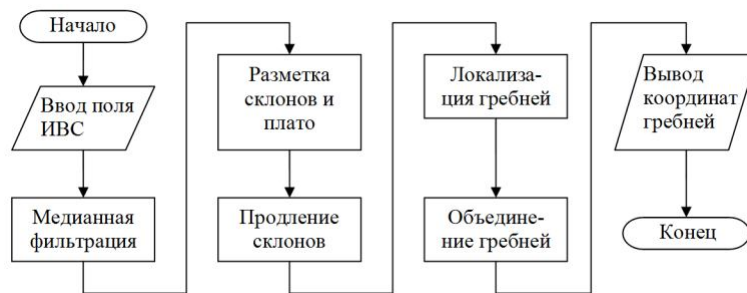


Рисунок 4.8 – Блок-схема морфологического анализа фрагмента поля ИВС.

Шаг **медианной фильтрации** применен для сглаживания исходного поля ИВС, поскольку величина и знак производной поля чувствительны к выбросам, которые могут быть связаны как с отдельными ошибками восстановления значений ИВС, так и с шумами дискретизации. Фильтрация реализована в скользящем квадратном окне 7 x 7 узлов. Исходные 49 значений поля ИВС в охваченных окном узлах упорядочиваются по возрастанию, центральное значение в полученной последовательности приписывается узлу сглаженного поля, относительно которого центрировано окно:

$$\widehat{W}(i, j) = \text{median} \left\{ W(m, n) \right\}_{m=i-3, n=j-3}^{m=i+3, n=j+3}. \quad (4.12)$$

Здесь,  $\widehat{W}(i, j)$  – вычисляемое значение сглаженного поля ИВС в узле  $(i, j)$ ,  $W(m, n)$  – значение исходного поля ИВС в узле  $(m, n)$ , выражение в фигурных скобках означает множество значений  $W(m, n)$  в узлах, удаленных от центрального  $(i, j)$  не более чем на три узла по каждому измерению, *median* – операция вычисления медианного значения. Принято, что увеличение индекса  $i$  соответствует направлению на восток, увеличение индекса  $j$  – направлению на север.

Процедура повторяется для всех узлов  $(i, j)$ , удаленных от края анализируемой области не менее чем на три узла по обоим направлениям. Результат сглаживания проиллюстрирован примером на рисунке 4.9.

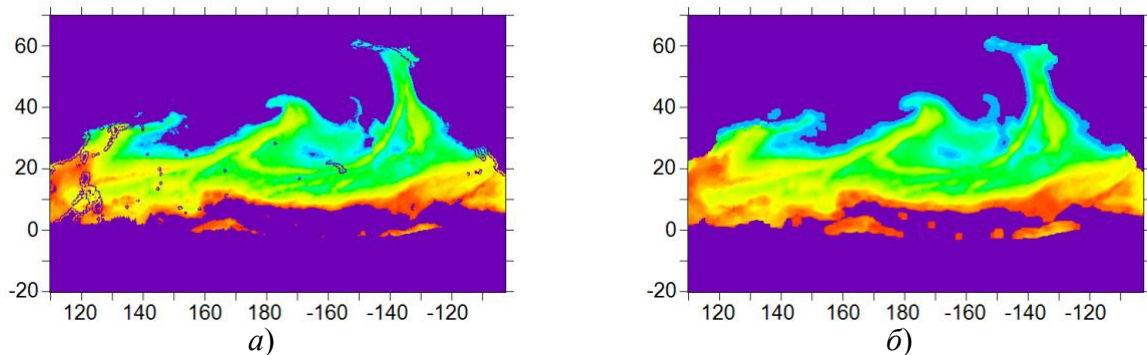


Рисунок 4.9 – Сглаживание поля ИВС медианной фильтрацией: а) фрагмент исходного поля ИВС; б) тот же фрагмент после сглаживания. Цветовая шкала значений ИВС и обозначения координат – как на рисунке 4.1.

Шаг **разметки склонов и плато** состоит в том, что каждому узлу сетки приписывается целочисленный индекс «локального наклона»  $S(i, j)$  производной сглаженного поля ИВС вдоль меридиана:

$$S(i, j) = \begin{cases} 1, & \text{если } \widehat{W}(i, j+1) > \widehat{W}(i, j), \\ 0, & \text{если } \widehat{W}(i, j+1) = \widehat{W}(i, j), \\ -1, & \text{если } \widehat{W}(i, j+1) < \widehat{W}(i, j). \end{cases} \quad (4.13)$$

Цель этого шага – найти множество узлов, где возникают локальные максимумы сглаженного поля ИВС, локализовав фрагменты оси AP как границы между «склонами», обращенным на север и на юг, соответственно, рисунок 4.10.

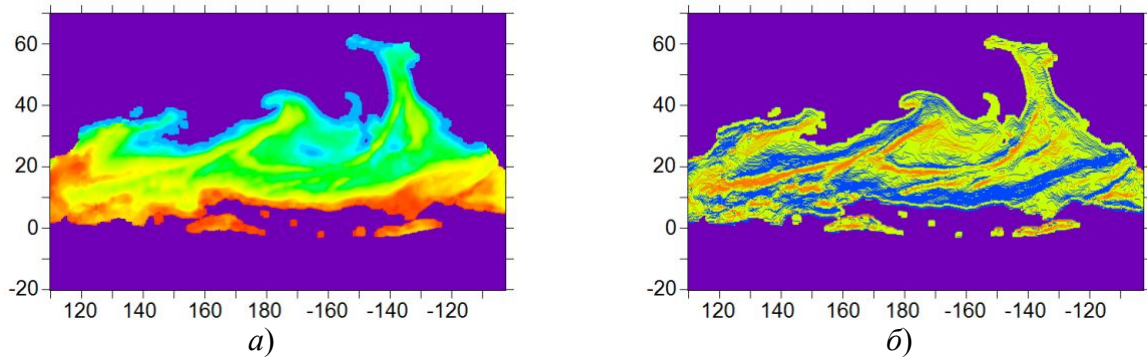


Рисунок 4.10 – Разметка склонов и плато сглаженного поля ИВС: *а)* фрагмент сглаженного поля ИВС (как на рисунке 4.9б); *б)* карта склонов и плато: синим цветом размечены «северные склоны», оранжевым – «южные склоны», желто-зеленым – «плато», см. пояснения в тексте.

Однако, выполненное на предыдущем шаге сглаживание приводит к тому, что поле вблизи этой границы образует «плато» (область равных значений ИВС). Для получения границы в виде линейного объекта (с поперечным размером, составляющем один-два узла сетки) дополнительно выполняется процедура **продления склонов**.

Процедура **продления склонов** выполняется итерационно до тех пор, пока итерации меняют хотя бы одно нулевое значение  $S(i, j)$  на ненулевое по следующему правилу. Если среди значений в соседних узлах  $S(i-1, j)$ ,  $S(i+1, j)$ ,  $S(i, j-1)$ ,  $S(i, j+1)$  есть хотя бы одно ненулевое, то новое значение  $S'(i, j)$  принимается равным 1, если среди перечисленных выше положительных больше, чем отрицательных, иначе  $S'(i, j)$  принимается равным -1. Если значения индекса склона во всех соседних узлах нулевые, то  $S'(i, j)$  принимается равным 0. Смысл описанной процедуры заключается в том, что узлу плато, граничащему с одним из склонов, приписывается направление этого склона.

После применения этих правил ко всем узлам  $(i, j)$  (кроме граничных узлов анализируемой области) поле  $S(i, j)$  заменяется на  $S'(i, j)$ . Если в указанных полях возникло хотя бы одно отличие, выполняется следующая итерация. В результате, индекс наклона во всех узлах анализируемой области приобретает ненулевое значение. Иллюстрирующий пример приведен на рисунок 4.11.

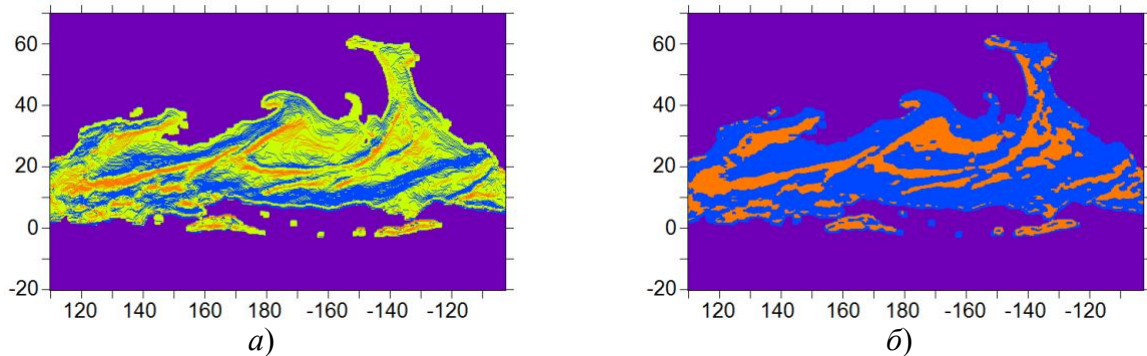


Рисунок 4.11 – Процедура продления склонов: *а)* исходная карта размеченных склонов и плато (как на рисунке 4.10*б*); *б)* результат процедуры продления склонов, см. пояснения в тексте.

Далее осуществляется **процедура локализации гребней** (фрагментов осей потенциальной АР). Узлы, находящиеся на границе склонов с разными знаками, помечаются как относящиеся к оси потенциальной АР, для чего формируется маска

$$A(i, j) = \begin{cases} 1, & \text{если } S(i, j) = 1 \text{ и } S(i, j + 1) = -1, \\ 0, & \text{иначе.} \end{cases} \quad (4.14)$$

Результат выполнения процедуры проиллюстрирован примером на рисунке 4.12.

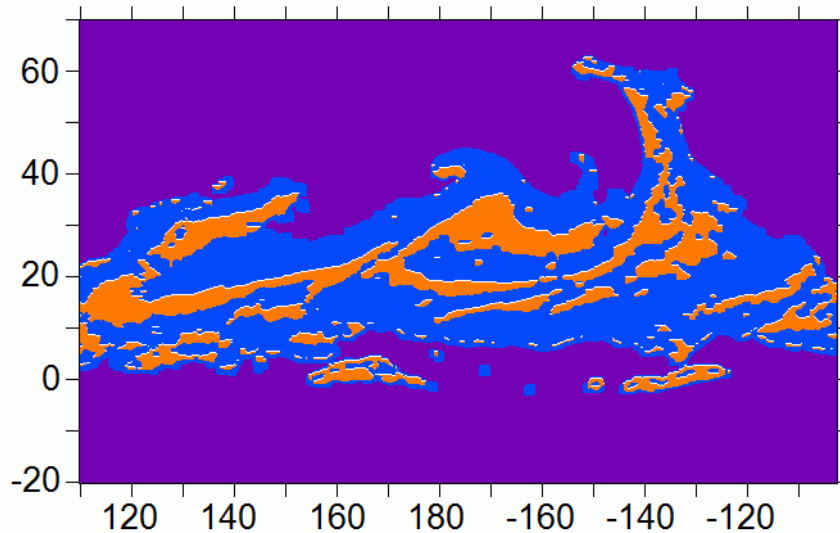


Рисунок 4.12 – Локализация гребней: узлы, соответствующие гребням по критерию (4.14), отмечены на рисунке белым цветом; фон – то же, что на рисунке 4.11б (в увеличенном масштабе).

Как видно из рисунка 4.12, направление смены знака склона важно, поскольку в зависимости от него граница между склонами может соответствовать либо локальному максимуму поля ИВС, либо локальному минимуму. Интерес представляет поиск локальных максимумов, однако конфигурация АР может быть сложна. Если ось АР образует фигуру типа меандра, то часть оси проходит вблизи области «ложбины» (фрагмент, выделенный прямоугольной рамкой на рисунке 4.12). Значения  $A(i, j)$  в этих узлах равны нулю, и детектируемый образ оси АР претерпевает разрыв. На ликвидацию таких разрывов нацелен шаг объединения гребней.

Для реализации шага **объединения гребней** формализовано понятие фрагмента АР и введено понятие граничного узла. Цепочкой длины 1, содержащей узел  $(i, j)$ , принадлежащий гребню,  $A(i, j) = 1$ , названа совокупность этого узла и всех его соседей, включая диагональные, которые отнесены к оси АР, иными словами, совокупность узлов:

$$\{m, n\}: A(m, n) = 1, i - 1 \leq m \leq i + 1, j - 1 \leq n \leq j + 1, A(i, j) = 1. \quad (4.15)$$

Цепочкой длины  $k$ , содержащей узел  $(i, j)$ ,  $C^k(i, j)$  названа совокупность всех узлов цепочки длины  $k-1$ , содержащей узел  $(i, j)$ ,  $C^{k-1}(i, j)$ , и всех узлов  $(m, n)$ ,  $A(m, n)=1$ , не включенных в цепочку  $C^{k-1}(i, j)$ , но граничащих (в том числе, по диагонали) хотя бы с одним узлом цепочки  $C^{k-1}(i, j)$ .

Фрагментом АР (гребнем)  $C(i, j)$ , содержащим узел  $(i, j)$  названа цепочка  $C^k(i, j)$  максимальной длины  $k$  (т.е., включающая все другие цепочки, содержащие узел  $(i, j)$  в качестве своих подмножеств). Очевидно, что если два гребня  $C_1(i, j)$  и  $C_2(i, j)$  содержат общий узел  $(i, j)$ , то они тождественны. Нетождественные гребни не содержат общих узлов и, следовательно, не соединяются между собой.

Узел  $(i, j)$  назван «граничным», если  $A(i, j)=0$  (т.е., узел не отнесен к оси АР),  $S(i, j)=1$  и значение индекса склона хотя бы в одном из соседних узлов равно  $-1$ , т.е. узел находится на границе склонов разных знаков. Кроме того, введено понятие порядка граничного узла. Граничный узел  $(i, j)$  имеет порядок 1 по отношению к гребню  $C(m, n)$ , если один из его соседей, включая диагональные, принадлежит  $C(m, n)$ . Граничный узел имеет порядок  $k$  по отношению к гребню  $C(m, n)$ , если один из его соседей, включая диагональные, является граничным порядка  $k-1$  по отношению к гребню  $C(m, n)$ .

Объединение двух (нетождественных) гребней  $C_1(i, j)$  и  $C_2(i, j)$  осуществляется по следующему правилу. Если некоторый узел  $(x, y)$  является граничным порядка 1 по отношению к гребню  $C_1(i, j)$  и одновременно граничным порядка  $K \leq K_{\max}$  (где  $K_{\max}$  – фиксированное число) по отношению к гребню  $C_2(i, j)$ , то строится новый гребень  $C(i, j)$ , который содержит все узлы гребней  $C_1(i, j)$  и  $C_2(i, j)$ , а также последовательность граничных узлов порядка  $K, K-1, \dots, 1$  по отношению к гребню  $C_2(i, j)$ , начиная с  $(x, y)$ , в которой два

последовательных узла являются соседними (возможно, по диагонали). Результат объединения двух гребней проиллюстрирован на рисунке 4.13 для случая, показанного выше на рисунке 4.12. В качестве максимального порядка  $K_{\max}$  (наибольшей длины соединительной цепочки) принято значение 7. Поиск цепочки осуществляется рекурсивно. При наличии нескольких вариантов соединительной цепочки равной длины выбор решения определяется направлением обхода соседних узлов (по часовой стрелке).

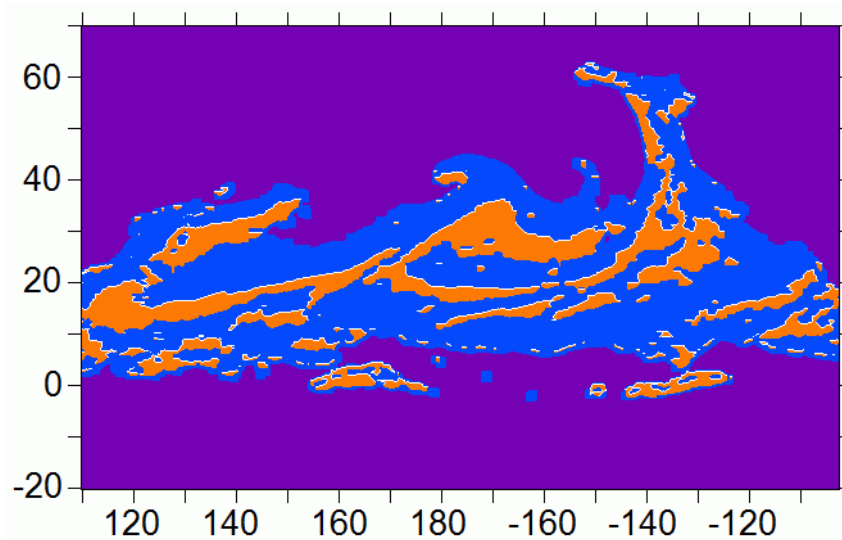


Рисунок 4.13 – Результат процедуры объединения гребней.

В заключение этого пункта следует еще раз подчеркнуть, что описанная процедура морфологического анализа выполняется дважды: для поиска долготно-ориентированных и широтно-ориентированных фрагментов AP, рисунок 4.14.

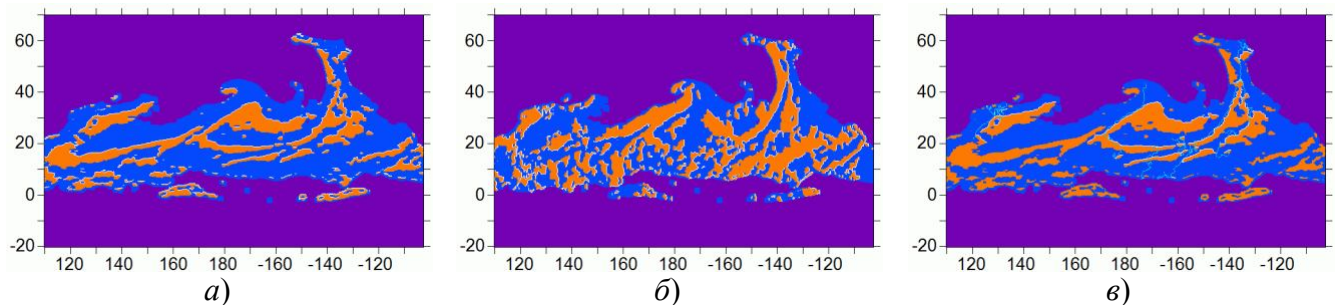


Рисунок 4.14 – *а)* Долготно- и *б)* широтно-ориентированные гребни в поле ИВС; *в)* результат их объединения (сохраненные фрагменты широтно-ориентированных гребней показаны голубым цветом; долготно-ориентированные гребни – белым).

В случае поиска широтно-ориентированных фрагментов вместо выражений (4.13) и (4.14) применены аналогичные, с варьированием первого индекса узла вместо второго, что соответствует ортогональному направлению анализа по сравнению с описанным выше. Итогом этого шага анализа являются две совокупности гребней: долготно-ориентированные  $C_i^{lon}(m_i, n_i)$  и широтно-ориентированные  $C_j^{lat}(m_j, n_j)$ .

#### 4.2.4. Объединение фрагментов

Шаг объединения фрагментов направлен на восстановление максимально полных образов осей AP в поле ИВС, фрагментация которых связана с существенной сменой направления их распространения (с долготно-протяженной на широтно-протяженную). Как отмечено выше, при автоматическом детектировании предпочтение отдано поиску и локализации долготно-ориентированных фрагментов. Они составляют основу реконструированных осей AP. Однако при этом возникают разрывы образов осей AP в областях, где они имеют преимущественно широтную направленность. Для ликвидации этих разрывов осуществляется поиск широтно-ориентированных гребней, которые соединяют между собой два долготно-ориентированных гребня. Алгоритмически этот шаг вполне аналогичен описанному выше шагу объединения долготно-ориентированных гребней, за тем исключением, что соединительную цепочку в данном случае должны образовывать узлы, принадлежащие одному широтно-ориентированному гребню. Результат работы алгоритма проиллюстрирован примером на рисунке 4.14в. Приоритет долготно-ориентированных гребней обеспечивается тем, что все они на данном этапе обработки сохраняются в качестве потенциальных осей AP. При этом широтно-ориентированные гребни сохраняются лишь в том случае, если соединяют между собой два фрагмента долготно-ориентированных. В последнем случае долготно-ориентированные гребни вместе с соответствующим широтно-ориентированным образуют новый составной гребень.



#### 4.2.5. Обрезка ветвей

Процедуры объединения гребней и фрагментов приводят к образованию ряда ложных решений, связанных с тем, что некоторые из широтно-ориентированных гребней, не связанных с осями АР, оказываются соединенными с парой долготно-ориентированных гребней и объединяются с ними в составной гребень. Для исключения ряда ложных решений реализована дополнительная операция их фильтрации, названная обрезкой ветвей. С этой целью к сглаженному медианной фильтрацией полю ИВС применяется конечно-разностный аналог оператора Лапласа, позволяющий выделить в сглаженном поле двумерные локальные максимумы. Вычисленное в узле  $(i, j)$  значение обозначим через  $L(i, j)$ .

Для каждого анализируемого составного (т.е. включающего широтно-ориентированные гребни) фрагмента АР рассчитывается среднее  $\bar{L}$  и дисперсия  $D_L$  значений  $L(i, j)$  по всем узлам фрагмента. Далее осуществляется проверка узлов, включенных в анализируемый фрагмент в качестве соединительного широтно-ориентированного гребня. Если значение  $L(m, n)$  в узле  $(m, n)$  не удовлетворяет требованию

$$L(m, n) \geq \bar{L} - 2\sqrt{D_L}, \quad (4.16)$$

этот узел исключается из анализируемого составного фрагмента (в результате чего фрагмент может снова разделиться на две части). Такая процедура повторяется со всеми анализируемыми фрагментами.

На заключительном шаге фильтрации выполняется простейшая проверка линейных размеров и расположения всех оставшихся фрагментов. Если протяженность фрагмента по обоим измерениям не превышает 80 узлов сетки (20 географических градусов), фрагмент исключается из рассмотрения в качестве оси АР. Кроме того, фрагмент исключается из рассмотрения, если не содержит узлов, относящихся к умеренным широтам, т.е. располагается целиком в нижних или

целиком в высоких широтах. Эта проверка направлена на исключение ложных решений, связанных с крупномасштабными особенностями поля ИВС во внутритропической зоне конвергенции и во фронтальных областях внетропических циклонов, особенно в южном полушарии.

В качестве примера обработки показан итоговый результат автоматического детектирования осей АР в поле ИВС над Тихим, Индийским и Атлантическим океанами, рисунок 4.15.

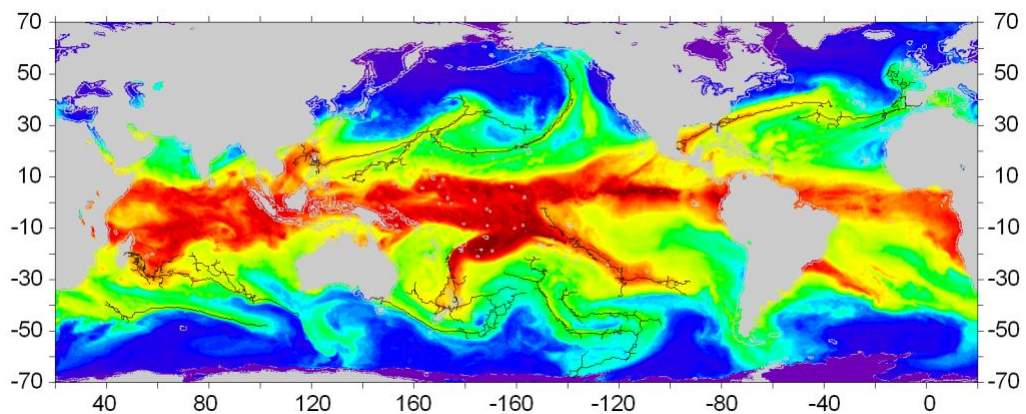


Рисунок 4.15 – Детектированные оси атмосферных рек (черные линии), наложенные на глобальное поле ИВС атмосферы над океаном (цветовая шкала значений – как на рисунке 4.1). Серым цветом показана маска суши. По краям рисунка – географические координаты в градусах.

Видно, что в целом реализованный алгоритм детектирования удовлетворительно справляется с задачей выделения тонкой структуры поля ИВС над Мировым океаном. Однако, вопрос о том, являются ли все обнаруженные нитевидные структуры атмосферными реками, остается открытым. Одна из сложностей вопроса состоит в том, что, фактически, не предложено независимого (от феноменологических правил, так или иначе использованных в реализованном алгоритме) определения АР, которое позволило бы сопоставить результаты детектирования АР по разным методикам. Некоторую дополнительную важную информацию может дать анализ синхронных полей других геофизических параметров (водозапаса облаков, интенсивности осадков) [Matrosov, 2013]. Важным аспектом проблемы является и то, насколько эффективно участвуют

выделенные нитевидные объекты в переносе атмосферного скрытого тепла. Систематический подход к решению этих задач также может быть реализован с применением спутникового радиотепловидения, как показано в следующем разделе.

### **4.3. Восстановление характеристик атмосферных рек**

В двух предшествующих разделах главы дана характеристика специфических проблем, возникающих при исследовании АР спутниковыми радиометрическими методами, и продемонстрированы преимущества спутникового радиотепловидения, позволяющие в основном преодолеть эти проблемы и реализовать систематический анализ АР как структурного элемента глобальной циркуляции атмосферы.

Как показано в предыдущем разделе, спутниковое радиотепловидение обеспечивает возможность анализа глобальных полей интегрального влагосодержания атмосферы, позволяющего выделить в них тонкую структуру «нитевидных образований» [Newell et al, 1992]. Однако, этим далеко не исчерпываются возможности предложенного подхода. Спутниковое радиотепловидение обеспечивает возможность анализа исследуемых процессов в динамике, расчета ряда интегральных характеристик (таких как мощность потока скрытого тепла через произвольно задаваемые границы, в том числе, меридиональной компоненты адвекции скрытого тепла, см. Главу 2). Широкий интерес представляет и возможность объединения и совместного анализа нескольких рядов данных и (или) полей нескольких геофизических параметров за счет их взаимного пространственно-временного совмещения.

Имеющихся спутниковых данных достаточно для исследования роли АР в глобальной атмосферной циркуляции на климатически значимых интервалах времени (порядка 15 лет, см. Главы 5, 6). Реализация такого рода широкомасштабных исследований требует осуществления ряда этапных шагов: имплементации потоковой обработки дистанционных данных по алгоритмам, описанным выше; выделения и каталогизации всех нитевидных структур,

потенциально представляющих собой атмосферные реки; применения к ним дальнейших процедур расчета интегральных характеристик (таких как мощности потоков скрытого тепла); формирования и анализа статистик этих расчетных величин по всему массиву данных наблюдений.

В настоящем разделе, в качестве краткого заключения, проиллюстрированы некоторые из указанных возможностей такого анализа, обеспечиваемые подходом спутникового радиотепловидения. Полномасштабные исследования по очерченному выше плану выходят за рамки диссертационной работы и представляют собой одно из перспективных направлений дальнейшего развития в данной области.

#### 4.3.1. Анализ потоков скрытого тепла

Как отмечено выше, одной из причин высокого интереса к АР является полученный в [Zhu, Newell, 1998] на основе моделирования результат, указывающий на то, что АР могут являться определяющим фактором меридионального переноса атмосферного скрытого тепла, во всяком случае, в умеренных широтах. Частота образования и интенсивность АР могут существенным образом зависеть от текущего состояния климата, а их вариации – становиться причиной глобальных климатических изменений. Поэтому крайне актуальными являются исследования, способные уточнить роль АР в общей циркуляции атмосферы на основе репрезентативных массивов данных наблюдений. Здесь следует отметить и появление работ, исследующих формирование АР или подобных им явлений над сушей в умеренных широтах и их потенциальное воздействие на погоду и климат Арктики [Komatsu et al., 2018].

Алгоритм анализа нитевидной структуры поля интегрального влагосодержания атмосферы и выделения потенциальных осей АР обсужден в предыдущем разделе. Приведенный ниже пример иллюстрирует возможности спутникового радиотепловидения для расчета мощности меридионального потока скрытого тепла, реализующегося в АР, и сопоставления с «фоновыми» значениями мощности потоков за ее пределами, рисунок 4.16.

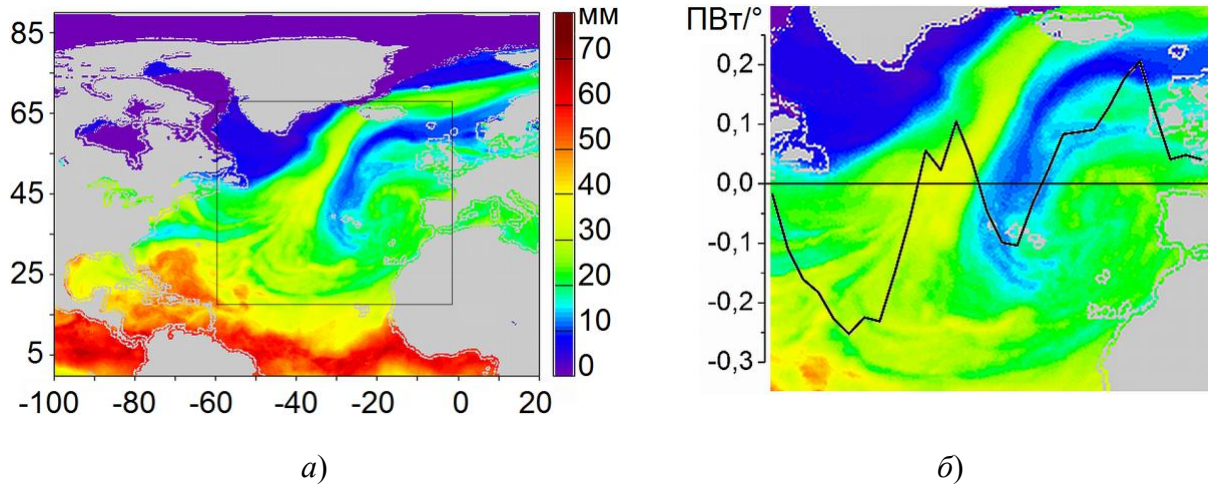


Рисунок 4.16 – Адвекция скрытого тепла в атмосферной реке: *а)* атмосферная река в поле ИВС над Северной Атлантикой 21.10.2016, цветовая шкала значений ИВС справа; *б)* график мощности адвективного потока скрытого тепла через границу  $45^\circ$  с.ш., как функции долготы, наложенный на соответствующий фрагмент поля ИВС (отмечен черной рамкой на рисунке 4.16*а*). См. пояснения в тексте.

В приведенном на рисунке 4.16*а* примере в поле ИВС за 21 октября 2016 г. хорошо видна АР. Желто-зеленая полоса, соответствующая значениям ИВС около 30 – 40 мм, пересекает Северную Атлантику, проходит над Исландией, достигает Арктики и продолжается между Скандинавским полуостровом и архипелагом Шпицберген. Для анализа ее вклада в общий меридиональный перенос скрытого тепла введена граница, пересекающая Северную Атлантику по  $45^\circ$  северной широты, и рассчитаны мощности потока скрытого тепла через элементы границы протяженностью  $1^\circ$  долготы (в  $\text{ПВт}/^\circ$ ). На широте  $45^\circ$  значение  $0,01 \text{ ПВт}/^\circ$  соответствует примерно 127 МВт/м.

Рисунок 4.16*б* иллюстрирует результаты расчетов. Для наглядности, график мощности потока, как функции долготы, наложен на соответствующий фрагмент поля ИВС (выделенный рамкой на рисунке 4.16*а*), а горизонтальная ось (нулевые значения мощности потока) совмещена с параллелью  $45^\circ$  северной широты. График выявляет область направленных к полюсу потоков с максимальной мощностью порядка  $0,1 \text{ ПВт}/^\circ$  около оси АР, область еще более мощных потоков в северном направлении, сформированных остатками другой АР, вовлеченной в

сильное циклоническое вращение к западу от Иберийского полуострова. Эти две области разделены вторжением холодного воздуха из Арктики, где поток меняет направление (что соответствует смене знака мощности на приведенном графике на отрицательный). Наблюдается и другое холодное вторжение, приходящее из моря Лабрадор и выражающееся в еще более мощных потоках скрытого тепла в южном направлении вследствие сравнительно высоких значений ИВС на границе  $45^\circ$ .

Этот пример демонстрирует высокую перспективность применения спутникового радиотепловидения к исследованию атмосферных рек, в том числе, как климатообразующего фактора. Уникальность подхода в том, что результаты расчетов базируются полностью на данных спутниковых наблюдений и могут рассматриваться независимо от результатов расчетов по циркуляционным моделям. Следует отметить, что, как и при исследовании эволюции тропических циклонов, качественного улучшения анализа нужно ожидать при дополнительном использовании данных AMSR-2 более высокого пространственного разрешения с помощью алгоритмов мультисенсорного спутникового радиотепловидения (Глава 2).

#### 4.3.2. Анализ образов AP в динамике

Автоматическое детектирование и локализация AP в поле ИВС, как частный случай любой задачи детектирования и локализации, почти неизбежно связаны с принятием ошибочных решений двух видов: ложной классификации некоторых особенностей поля ИВС как AP и пропуска образа AP в поле ИВС. Одним из источников ошибок являются настроечные параметры алгоритмов, значения которых устанавливаются эмпирически на основе предварительного анализа ограниченного набора данных, который может оказаться недостаточно репрезентативным. Кроме того, (в том числе, в силу недостаточной строгости самого понятия AP и соответствующих критериев детектирования) возможны случаи, когда два фрагмента одной AP будут распознаны как две AP, либо,

наоборот, образы двух АР будут объединены и распознаны как одна АР более сложной формы.

И здесь некоторую дополнительную информацию в поддержку того или иного решения способен дать анализ поля ИВС в динамике, раскрывающий хронологическую последовательность фаз эволюции АР. Это иллюстрирует пример на рисунке 4.17.

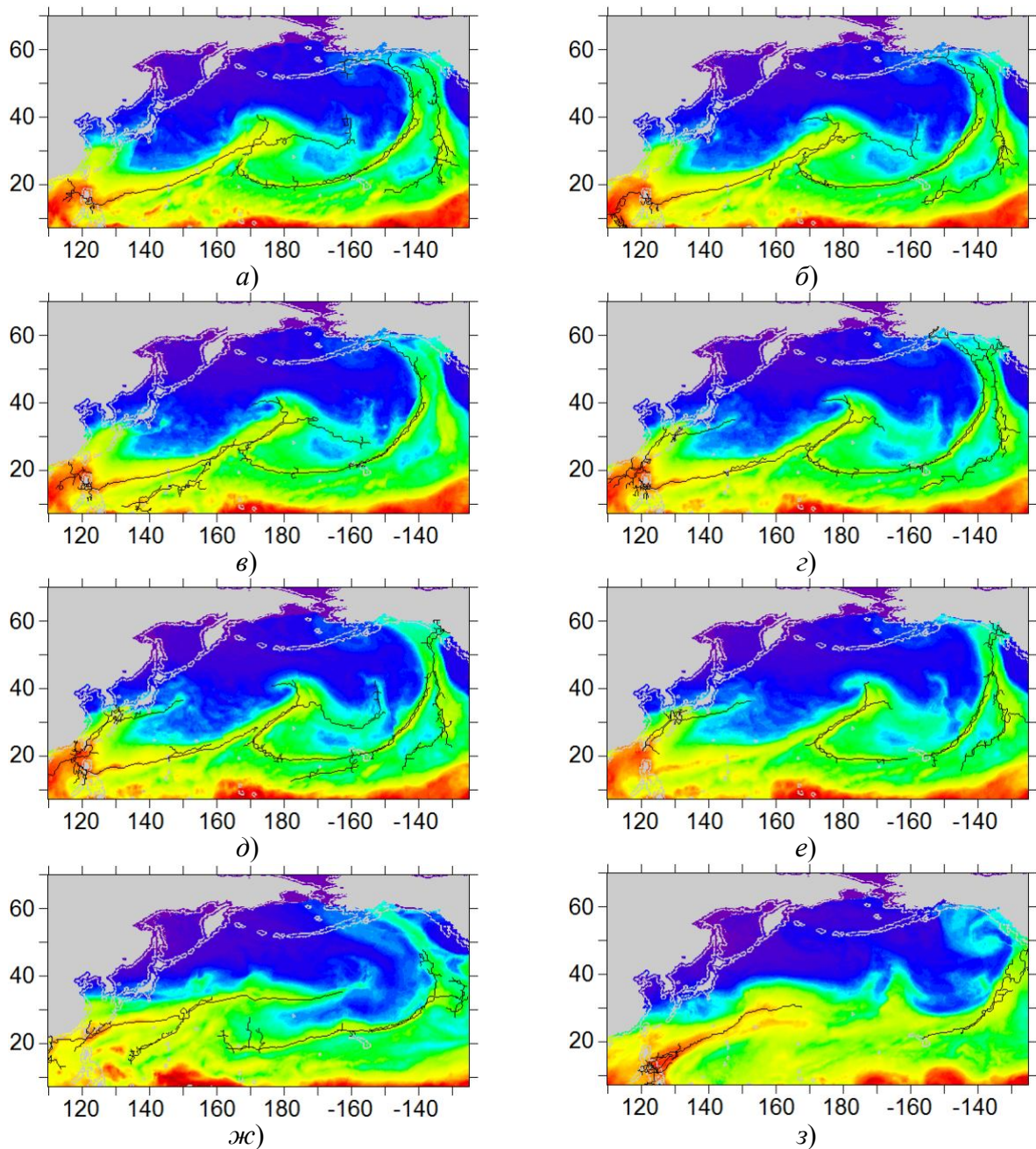


Рисунок 4.17 – Фазы эволюции атмосферных рек в поле ИВС над Северной Атлантикой: *а) – е)* 01.01.2016; *ж)* 03.01.2016; *з)* 10.01.2016. Цветовая шкала значений ИВС как на рисунке 4.1.

На рисунке 4.17 отображены фрагменты поля ИВС над севером Тихого океана в динамике: фрагменты на рисунке 4.17*a–e* относятся к 1 января 2016 г. и построены с шагом 3 часа (для моментов местного времени около 6:00, 9:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00). Далее для иллюстрации более долгосрочной эволюции приведены фрагменты ИВС за 3 и 10 января 2016 г. Видно, что гребни, соответствующие осям предполагаемых АР, в основном верно выделены в поле ИВС в результате процедуры их автоматического детектирования. При этом, однако, нитевидная структура поля ИВС существенно меняется морфологически. Действительно, на рисунке 4.17*a* видны три потенциальные АР, которые можно условно назвать «западной», «центральной» и «восточной». На рисунке 4.17*б* оси западной и центральной АР сливаются в единый объект. На рисунке 4.17*в* не обнаруживается ось восточной АР (отфильтрованная по критерию протяженности). При этом объединенные «западная» и «центральная» АР получают два разных «истока». На рисунке 4.17*г* восстанавливается ситуация, аналогичная полученной на рисунке 4.17*б*, но дополнительно обнаружено формирование новой АР вдоль западного побережья Тихого океана. На рисунке 4.17*д* ось новой АР сливается с начальным фрагментом оси ранее объединившихся «западной» и «центральной» АР, который, в свою очередь, отделяется от их продолжения над центральной областью Тихого океана. С этим продолжением также объединяется восточная АР. На рисунке 4.17*е* образы объединенной «западной» и «центральной» АР в значительной степени распадаются. Новая АР продолжает существовать как самостоятельный объект. Фрагменты, относящиеся к 3 и 10 января, иллюстрируют дальнейшую эволюцию поля ИВС в рассмотренной области. Ясно, что объединенный анализ рисунков 4.17*a–e* способен с большей достоверностью установить точное число АР и конфигурацию их осей, с учетом краткосрочной предыстории эволюции поля ИВС в рассматриваемом фрагменте. При этом, однако, требуется достаточно высокая детализация по времени. Так, детектированные образы АР на рисунке 4.17*ж* (за 3 января) тяжело с уверенностью связать с какими-либо образцами АР на



рисунке 4.17e (за 1 января). 10 января все детектированные оси относятся к AP, не существовавшим 1 и 3 января. Таким образом, возможности спутникового радиотепловидения в части исследования краткосрочной атмосферной динамики способствуют повышению точности автоматического анализа тонкой структуры поля ИВС.

#### 4.3.3. Совместный анализ в полях нескольких геофизических параметров атмосферы

Как отмечено выше, дополнительные возможности открывает совместный анализ полей нескольких геофизических параметров. Так, AP характерны не только высокими градиентами поля ИВС поперек осей, но и сравнительно высокой облачностью и интенсивными осадками [Matrosov, 2013]. В связи с этим, целесообразно рассмотреть возможности детектирования AP в совмещенных (по пространству и времени) полях ИВС, полного водозапаса облаков, интенсивности осадков и др. По аналогии с работами [Liu, 1998; Liu, Tang, 2005] интересно также учесть в анализе скорости приводного ветра, в некоторой степени характеризующие адвекцию в нижней тропосфере. Совмещение этих полей и их расчет с необходимой временной детализацией может быть осуществлен с помощью алгоритмов спутникового радиотепловидения. На рисунке 4.18 в качестве примера приведены поля ИВС  $Q$ , полного водозапаса облаков  $L$  и скорости приводного ветра  $W$  за 25.12.2016.

Также приведено глобальное поле величины  $P = Q \cdot L \cdot W$  в относительных единицах, нормированных на диапазон значений 0 – 250. Комбинация полей  $Q$ ,  $L$  и  $W$  в виде произведения предлагает вариант объединения полей разной размерности и/или имеющих существенно различные диапазоны изменчивости, позволяя сбалансировать вклады пространственных контрастов всех компонент.

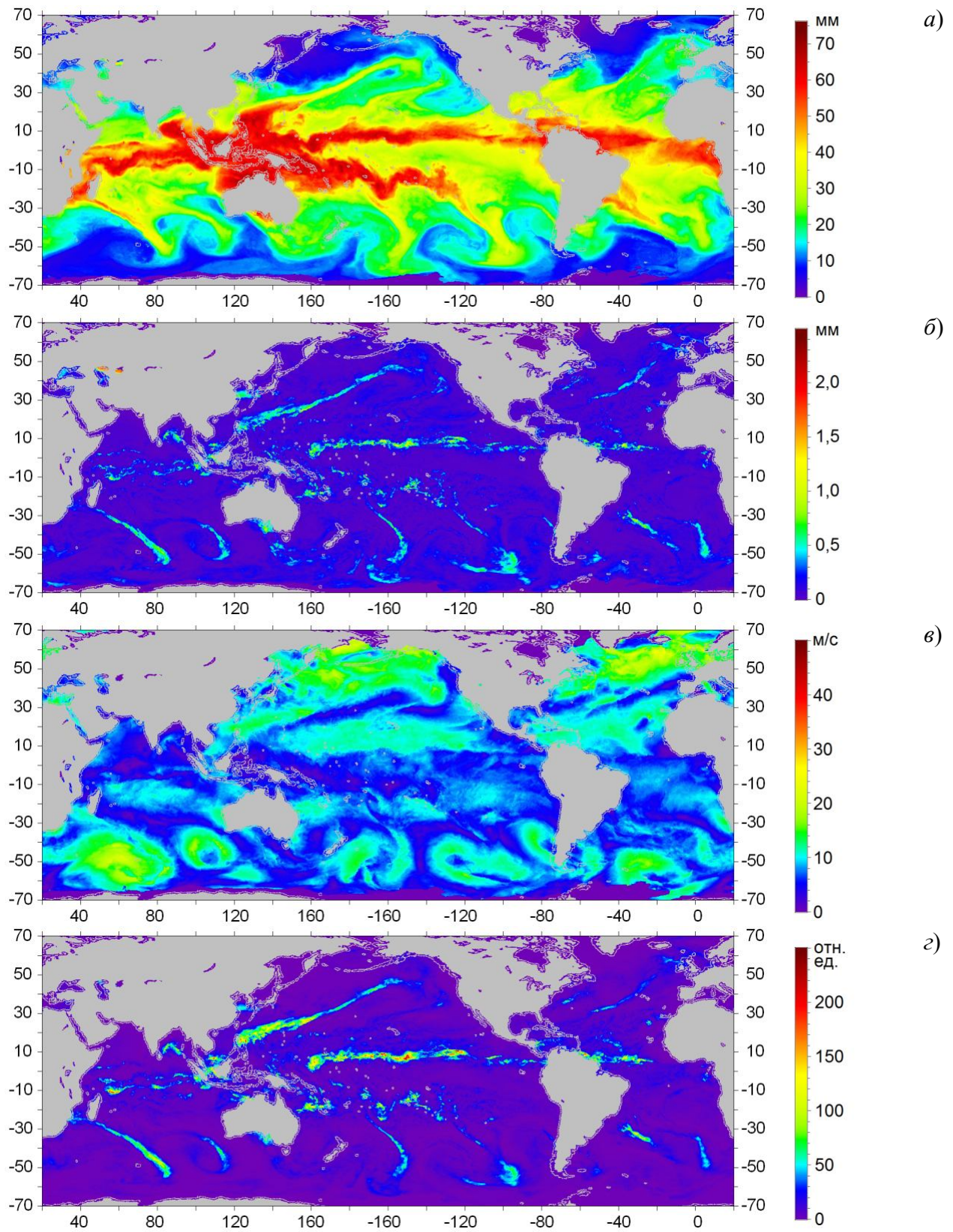


Рисунок 4.18 – Глобальные поля интегрального влагосодержания атмосферы  $Q$ , мм (а); полного водозапаса облаков  $L$ , мм (б); скорости приводного ветра  $W$ , м/с (в) и их произведение  $P$ , отн. ед. (г) на основе спутниковых радиотепловых измерений за 25.12.2016. По краям изображений – географические координаты в

градусах. Цветовые шкалы значений полей – справа от соответствующих изображений.

Действительно, при  $P \neq 0$

$$\frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial x} = \left( \frac{\partial Q}{\partial x} \cdot L \cdot W + \frac{\partial L}{\partial x} \cdot Q \cdot W + \frac{\partial W}{\partial x} \cdot Q \cdot L \right) / (Q \cdot L \cdot W) = \frac{1}{Q} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{L} \frac{\partial L}{\partial x} + \frac{1}{W} \frac{\partial W}{\partial x}, \quad (4.17)$$

где  $x$  – пространственная координата. Как видно на рисунке 4.18, в поле  $P$  отчетливо проявляется «нитевидная» структура глобальной циркуляции, в том числе содержащая AP.

#### 4.3.4. Совместный анализ над океаном и сушей

Существенный прогресс в понимании природы AP может обеспечить исследование их эволюции над сушей, где, в силу значительно меньших, в среднем, величин поля ИВС основным механизмом их формирования и перемещения является адвекция океанических воздушных масс. Хотя восстановление поля ИВС над сушей наталкивается на серьезные трудности, в последнее время в этой области достигнут определенный прогресс [Du et al., 2017], связанный с использованием поляриметрических многоканальных измерений. К настоящему времени такого рода измерения осуществлены только японскими приборами серии AMSR (AMSR-E, AMSR-2) и российскими приборами серии МТВЗА (МТВЗА-ГЯ). С точки зрения получения долговременных стабильных, надежно калиброванных рядов данных предпочтение следует отдать прибором серии AMSR. К сожалению, в отличие от серии приборов SSM/I, приборы AMSR-E (2002-2011) и AMSR-2 (2012-2018) функционировали на спутниковых орбитах в единичном экземпляре каждый. Это не позволяет в полной мере применить к их данным алгоритмы спутникового радиотепловидения. Однако, поля ИВС над океаном по данным SSM/I, SSMIS, WindSat и др., с помощью осуществляемой в спутниковом радиотепловидении пространственно-временной интерполяции, могут быть совмещены по времени с

соответствующими полями ИВС над сушей по данным AMSR-E и AMSR-2, что обеспечивает построение объединенного поля ИВС с наиболее полным глобальным покрытием. Пример такого объединенного поля ИВС приведен на рисунке 4.19 и относится к данным измерений за 28.06.2013.

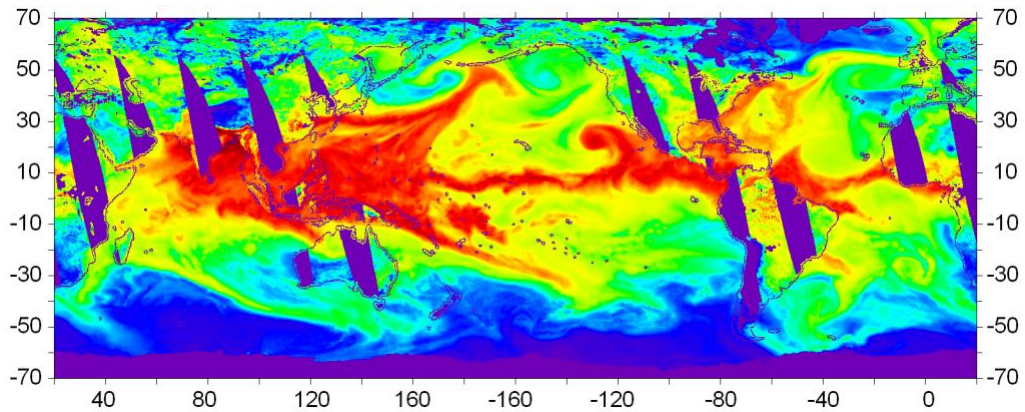


Рисунок 4.19 – Глобальное поле ИВС над океаном и сушей по объединенным с помощью алгоритмов спутникового радиотепловидения данным SSM/I, SSMIS, WindSat и ASMR-2 за 28.06.2013. Цветовая шкала значений ИВС – как на рисунке 4.1. По краям изображения географические координаты в градусах. Границы континентов и области отсутствия данных обозначены маской фиолетового цвета.

Как видно, поле ИВС над океаном не содержит лакун. Поле ИВС над сушей определено только в узлах сетки, в которых осуществлены измерения прибором AMSR-2 (в пределах полос сканирования). При этом, алгоритмы спутникового радиотепловидения позволяют эффективное совмещение данных по времени. Действительно, хорошо видно, что образы АР и других особенностей поля ИВС не испытывают резких разрывов при переходе границы суша-океан. На рисунке 4.19 видно несколько АР, пересекающих значительные области атмосферы над сушей и переходящих из одного океана в другой (из Индийского в Тихий и из Тихого в Атлантический). В этом контексте следует снова обратить внимание на направление исследований, намеченное в [Komatsu et al., 2018], Следует ожидать, что изучение такой, наиболее полной, картины в динамике откроет новые перспективы в исследовании природы АР. При этом, одновременное функционирование на орбите нескольких приборов типа AMSR-2 или МТВЗА-ГЯ

обеспечит (при наличии долговременных, стабильных, непрерывных, хорошо калиброванных измерений) расчет полного поля ИВС как над океаном, так и над сушей, без пропусков и с высокой детальностью (не хуже 3 часов) по времени.

#### 4.4. Выводы к Главе 4

Приведенные в настоящей Главе результаты касаются приложений подхода спутникового радиотепловидения к исследованиям формирования и эволюции синоптических атмосферных процессов на примере атмосферных рек.

Предложенная методика обработки спутниковых радиотепловых дистанционных данных, основанная на совокупности реализованных алгоритмов спутникового радиотепловидения, позволила преодолеть основные трудности анализа нитевидной структуры глобальной атмосферной циркуляции и исследования атмосферных рек: фрагментации объектов исследования вследствие их значительной зональной протяженности и расхождения полос спутникового сканирования; пространственно-временного совмещения полей различных геофизических параметров для их совместного анализа; необходимости получения количественной информации о формируемых атмосферными реками (АР) потоках скрытого тепла. Предложен и программно реализован алгоритм автоматического детектирования АР и АР-подобных атмосферных процессов. Выполнен расчет и проведено сопоставление мощностей потоков скрытого тепла, реализующихся в АР, и «фоновых потоков» вне АР. Продемонстрированы возможности выполнения совместного анализа синхронизированных полей нескольких геофизических параметров системы океан-атмосфера для повышения надежности автоматизированного выявления АР и исследования их эволюции.

В совокупности полученные результаты **доказывают** выносимое на защиту **положение №5**.

## ГЛАВА 5. СПУТНИКОВОЕ РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Изучение глобальной атмосферной циркуляции, безусловно, тесно связано с задачей исследования климата Земли и его изменений, которая, в свою очередь, представляет не только фундаментальный научный, но и общечеловеческий интерес.

Важнейшим инструментом изучения климата в настоящее время является математическое моделирование. Оно не только обеспечивает качественную картину эволюции климата на эпохах, охватывающих миллионы лет, но и дает возможность (многократно!) ставить численные эксперименты над климатическими моделями, оценивая влияние тех или иных возмущающих воздействий. Следует, однако, иметь в виду, что прогноз изменений климата в численных моделях представляет собой семейство «сценариев» – возможных траекторий точки в фазовом пространстве климатических переменных, блуждающей в окрестности некоторого аттрактора и иногда переходящей от одного аттрактора к другому [Дымников и др., 2005; Лыкосов и др., 2012]. Выбор климатической системой того или иного сценария зависит, в том числе, от большой совокупности случайных маломасштабных факторов, детерминированный учет которых невозможен в принципе. Для уточнения актуального сценария эволюции климата необходимы данные реальных наблюдений, отражающие не только его «мгновенное» состояние, но и краткосрочную динамику. Следует ожидать, что потребность в таких данных будет лишь возрастать по мере развития и детализации климатических моделей.

В этом общем контексте настоящее рассмотрение посвящено тому, какую качественную и количественную информацию о климатической системе можно извлечь на основании данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли с использованием подхода спутникового радиотепловидения. Наибольший интерес представляет совместное использование полей скалярных геофизических величин и соответствующих векторных полей адвекции для расчета интегральных физических характеристик процессов, в частности – горизонтальных потоков

скрытого тепла через заданные границы. В диссертации продемонстрированы возможности и некоторые результаты применения этого подхода в исследованиях современного состояния и эволюции атмосферной циркуляции скрытого тепла на планетарных масштабах и климатически значимых интервалах времени. Более детально эти вопросы освещены в публикациях [Ермаков, 2018; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017а].

### **5.1. Общая характеристика задачи в контексте спутникового радиотепловидения**

Атмосферный перенос явного и скрытого тепла является одним из главных факторов формирования погоды и климата Земли. Так, на климатических масштабах вклад меридионального переноса тепла атмосферой сопоставим с вкладом океана в тропиках и превосходит его в средних и высоких широтах [Trenberth, Caron, 2001; Wunch, 2005]. При этом, если поток явного тепла всюду направлен к полюсам, то поток скрытого тепла в первом приближении воспроизводит картину глобальной циркуляции, формируя внутритропическую зону конвергенции с меридиональной компонентой переноса, направленной к экватору. В то же время, в структуре потоков скрытого тепла не отмечается выраженной границы между полярными ячейками и ячейками Ферреля, т.е. в умеренных и высоких широтах средний поток скрытого тепла направлен к полюсам [Пальмен, Ньютон, 1973]. Следует отметить, что модельные оценки меридионального переноса тепла климатической системой содержат неопределенности, связанные, в частности, с недостаточным знанием общего радиационного баланса Земли [Trenberth, Caron, 2001; Wunch, 2005]. Эту неопределенность нужно иметь в виду и при разделении суммарного переноса на составляющие, вклад которых может быть сопоставим с величиной погрешностей.

На синоптических масштабах быстроразвивающиеся атмосферные процессы могут вносить существенные возмущения в общую структуру циркуляции. Одним из важных факторов меридионального переноса скрытого

тепла в настоящее время считаются так называемые атмосферные реки [Newell et al., 1992; Zhu, Newell, 1994; 1998], см. Главу 4. Формируясь над океанами в насыщенной влагой тропической атмосфере, они пересекают границы ячеек Хедли и осуществляют быстрый транспорт водяного пара к средним и высоким широтам в северо-восточном (в северном полушарии) и юго-восточном (в южном полушарии) направлениях. Доказана связь атмосферных рек с экстремальными погодными явлениями (ливневыми дождями, наводнениями, селями) на западном побережье Северной Америки. Аналогично, атмосферные реки над Атлантикой способны оказывать существенное влияние на погоду Западной и Северной Европы и Арктики.

Впечатляющим примером осуществления «дальних связей» в атмосфере Земли является обмен скрытой теплотой между южным и северным полушариями. Согласно данным наблюдений и модельным расчетам конденсация водяного пара (образование осадков) преобладает над испарением в северном полушарии, в то время как обратная ситуация (преобладание испарения) имеет место в южном полушарии. Так, по оценкам, приведенным в [Пальмен, Ньютон, 1973] на основании данных [Будыко, 1963; Sellers, 1965], для поддержания баланса необходимо, чтобы экватор ежегодно пересекало в северном направлении  $1647 \cdot 10^{13}$  кг водяного пара, что эквивалентно потоку скрытого тепла мощностью 1,2 ПВт. Это, безусловно, является одним из следствий общей асимметрии климатической системы Земли [Feulner et al., 2013; Kang, Seager, 2015].

Еще одним важным процессом, наглядно демонстрирующим асимметрию атмосферной циркуляции, является глобальный тропический циклогенез [Голицын, 1997; Emanuel, 2003; Sharkov, 2012]. В целом, траектории тропических циклонов определяются общим характером циркуляции атмосферы над соответствующим бассейном Мирового океана и текущим состоянием геофизических полей системы океан – атмосфера. Зарождаясь и получая энергию в тропических областях, циклоны, как правило, дрейфуют в западном направлении с составляющей к высоким широтам, а, достигнув умеренных широт, движутся в восточном направлении, также с составляющей к высоким



широтам, при диссипации (заполнении) рассеивая запасенную энергию в окружающую среду. Безусловно, глобальный тропический циклогенез находится в сложной взаимосвязи с климатическим режимом Земли. При этом его активность в северном полушарии выше. Можно отметить определенную аналогию между атмосферными реками, вызывающими экстремальные погодные явления на западных побережьях континентов, и тропическим циклогенезом, создающим постоянные угрозы атмосферных катастроф на восточных побережьях, причем краткосрочное воздействие на местную экосистему и инфраструктуру со стороны тайфунов и ураганов часто сопровождается значительно более серьезными локальными последствиями.

В настоящей Главе продемонстрировано, что расчет потоков скрытого тепла из данных спутниковых радиотепловых наблюдений в глобальных масштабах может быть осуществлен с детальностью порядка долей градуса и шагом по времени в единицы часов. Результаты этих расчетов могут быть использованы в качестве дополнительного источника информации о балансе энергии в так называемых «подсеточных процессах» современных климатических моделей, пространственное разрешение которых сейчас составляет единицы градусов [Дымников, 2005]. Описанный подход также может рассматриваться в качестве независимого от численного климатического моделирования, дополнительного инструмента мониторинга и исследования климатических вариаций.

Базовый подход к восстановлению динамики геофизических полей описан в Главе 2 с опорой на публикации [Ермаков и др., 2011; 2013а,б; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а] и ряд других. Обобщенный алгоритм расчета потоков скрытого тепла, примененный для расчета меридиональных и зональных потоков, наиболее подробно описан в [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016б]. В следующих разделах даны характеристика использованных данных и методика их обработки и анализа, и обсуждены полученные результаты.

Следует отметить, что существует и ряд альтернативных, «синтетических» подходов, в которых вычислительная схема конструируется (или настраивается) с

привлечением дополнительной информации (радиозондовых измерений, результатов реанализа и т.д.), но затем использует в качестве входной информации только данные ДЗЗ. Так, в [Lie, Tang, 2005] предложен нейросетевой подход к восстановлению эффективной скорости и направления адвекции водяного пара по скаттерометрическим измерениям скорости приводного ветра и ряду дополнительных параметров (время, географические координаты места и т.д.). В результате, несмотря на известные проблемные аспекты, удалось получить реалистичные оценки среднесезонных меридиональных и зональных потоков скрытого тепла в широтном поясе от 40° ю.ш. до 40° с.ш. в интервале наблюдений с августа 1999 г. по август 2003 г. [там же]. Краткий обзор подходов «синтетического» типа можно найти в [Robertson et al., 2014].

## 5.2. Используемые данные и методика анализа

В качестве входной информации в расчетах были использованы поля интегрального влагосодержания (ИВС) атмосферы, свободно распространяемые компанией Remote Sensing Systems, США [Wentz, Hilburn, Smith, 2012; Wentz et al., 2013; 2014a,b], восстановленные по данным измерений приборами SSM/I (DMSP F13, F14), SSMIS (DMSP F16, F17, F18), WindSat (Coriolis), а также, в отдельных случаях, AMSR-E (Aqua), AMSR2 (GCOM-W1) и SSM/I (DMSP F15), см. [Ермаков, Чернушич, Шарков, 2016]. Все расчеты были выполнены на регулярной координатной сетке глобального покрытия с шагом 0,25°. Интерполяция проведена в непрерывном интервале наблюдений с 01.01.2003 по 01.10.2017 гг. с шагом по времени 3 часа, что обеспечило расчет полей адвекции с шагом 6 часов (четырежды в сутки).

В целом результаты расчетов охватили почти полный 15-летний временной интервал, образовав около 22000 пар скалярных полей интегрального влагосодержания размерами 1440 × 720 элементов и соответствующих им векторных полей адвекции. Рисунок 5.1 иллюстрирует примеры таких пар, относящихся к крайним датам всего диапазона, 01.01.2003 и 01.10.2017, соответственно. Цветовой тон кодирует значение ИВС (шкала значений в мм дана

приведена внизу). Векторы обозначают направление и скорость адвекции. Вследствие проективных искажений на изображениях невозможно соблюсти единый масштаб отображения зональной компоненты, поэтому справа приведены референсные орты, соответствующие скорости 10 м/с на разных широтах.

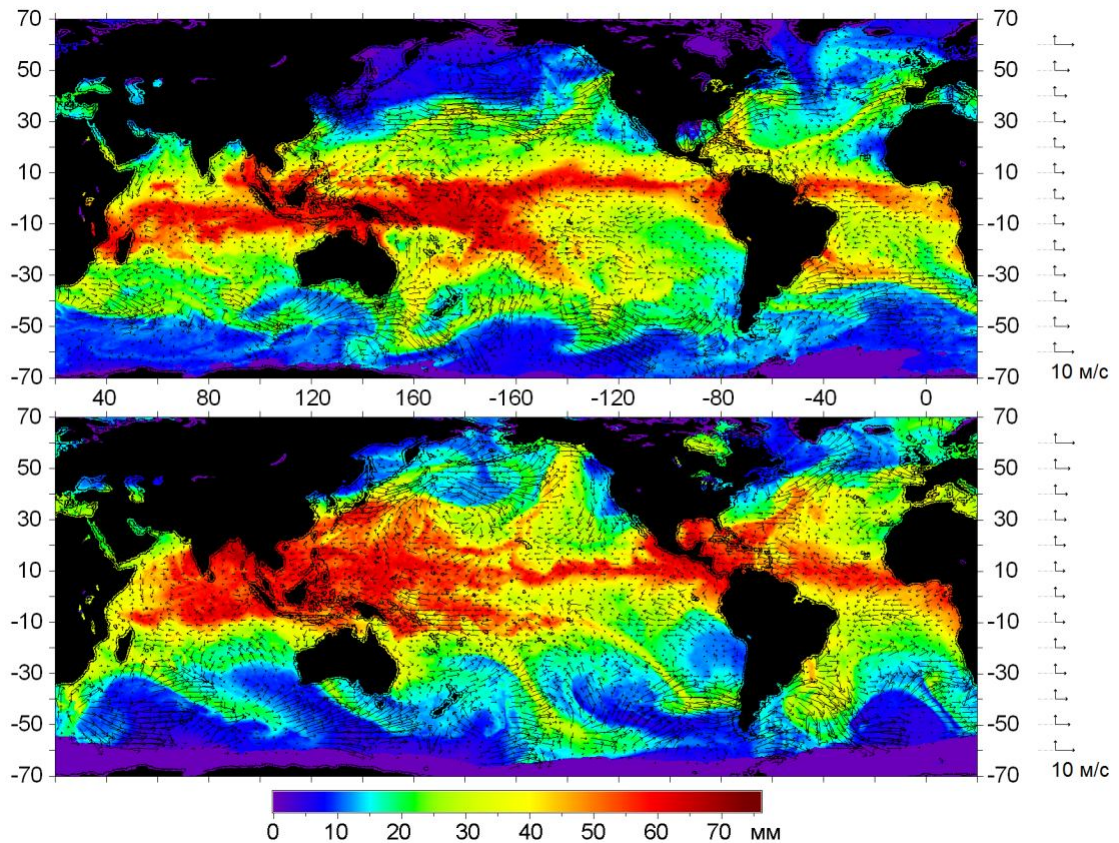


Рисунок 5.1 – Объединенные поля интегрального влагосодержания атмосферы (цвет, шкала значений в мм внизу) и скорости адвекции (векторы, калибровочные эталоны справа): вверху – расчет по данным 01.01.2003; внизу – расчет по данным 10.01.2017. По краям изображений значения широт и долгот в градусах.

В итоге этой подготовительной фазы исследования, фактически, сформирован типологически новый продукт, представляющий собой динамическое описание атмосферы Земли в глобальном масштабе на длительном интервале времени (см. Главу 6). Помимо рассмотренных ниже задач, он может быть использован, например, в исследованиях эволюции внетропических циклонов, динамических и энергетических характеристик атмосферных рек [Wick, Neiman, Ralph, 2013; Ермаков, 2017б; Ermakov, 2017], изменений индекса зональной циркуляции [Халтинер, 1960; Блинова, 1967], и многих других. Вместе

с тем следует заметить, что свойства объектов исследования должны быть тщательно соотнесены со степенью детальности полученного динамического описания. Так, ранее установлено (см. Главу 3), что адекватное описание эволюции тропических циклонов требует выполнения расчетов на более детальной координатной сетке ( $0,125^\circ$  или  $0,2^\circ$ ) с шагом по времени 1,5 часа или менее [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015; Ермаков, Шарков, Чернушич, 2017б]. В этом случае процедура расчетов существенно усложняется, и к входным данным предъявляются более жесткие требования, что кардинально затрудняет потоковую обработку больших массивов информации.

В диссертации продемонстрировано применение подхода спутникового радиотепловидения для анализа меридиональной и зональной атмосферной циркуляции на глобальных и региональных масштабах и климатически значимых интервалах времени. С этой целью рассмотрены разные способы обобщения полученных результатов предварительной обработки. В частности, применено сезонное и годовое усреднение полей интегрального влагосодержания и адвекции. Полученная общая картина атмосферной циркуляции позволяет прямое сопоставление с теоретическими представлениями и данными независимых измерений. Однако, она дает в основном качественное описание. Для более детального количественного описания были рассчитаны потоки скрытого тепла через специально организованную сетку границ, что позволило сосредоточить анализ на отдельных аспектах атмосферной циркуляции.

Примененную в анализе сетку границ иллюстрирует рисунок 5.2. Для анализа меридиональной циркуляции использованы границы, проложенные вдоль параллелей от экватора до  $60^\circ$  широты в обоих полушариях с шагом  $5^\circ$  и показанные на рисунке 5.2 тонкими черными линиями. Аналогично, для анализа зональной циркуляции введены семейства границ, проходящих в меридиональном направлении и показанные толстыми цветными линиями.

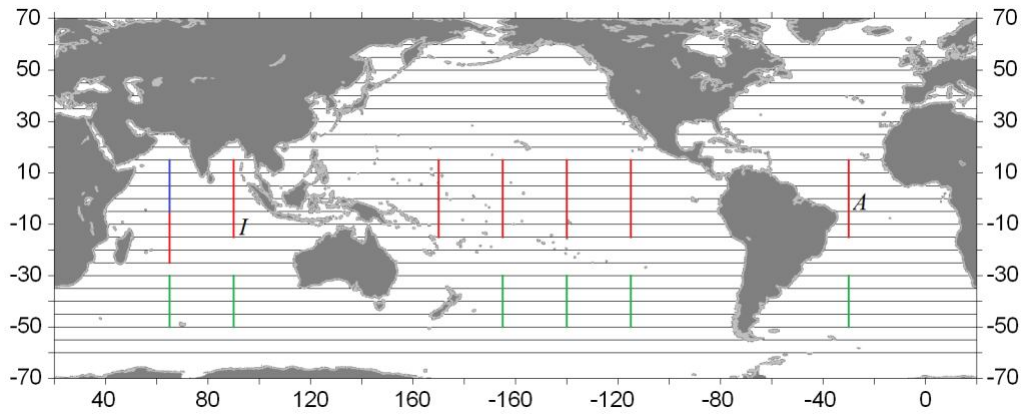


Рисунок 5.2 – Семейства границ для расчета потоков скрытого тепла: черные – вдоль параллелей с шагом  $5^\circ$ ; цветные – вдоль меридианов. Меридиональные границы, помеченные буквами «I» и «A» использованы в расчетах, проиллюстрированных на рисунке 5.6.

Благодаря возможности выполнения расчетов как по всей длине границы, так и по ее отдельным фрагментам, были получены временные ряды потоков скрытого тепла как над всем Мировым океаном, так и над отдельными акваториями. Возможность произвольного выбора положений границ обеспечивала «фокусировку» анализа по пространству. Выборки данных и специальные методики обработки временных рядов (такие, как вейвлет-анализ) обеспечивали фокусировку по времени.

### 5.3. Анализ восстановленных характеристик глобальной циркуляции

Для получения наиболее общего представления о рассчитанном массиве данных было построено среднее за все время наблюдений поле ИВС и соответствующее среднее поле адвекции. Результат представлен на рисунке 5.3. Как и ранее, цвет кодирует значения ИВС; векторы отображают поле адвекции. Видно, что в средней картине циркуляции доминирует зональная компонента. В согласии с хорошо известными данными [Пальмен, Ньютон, 1973], наблюдается устойчивый восточный перенос в низких широтах и противоположный ему западный перенос в более высоких широтах вплоть до  $60 - 70^\circ$ . Полосы близких к нулевым значений скоростей около  $25^\circ$  широты в обоих полушариях хорошо

соответствуют границам ячеек Хедли. Наибольшая асимметрия зональных течений ожидаемо наблюдается над Индийским океаном.

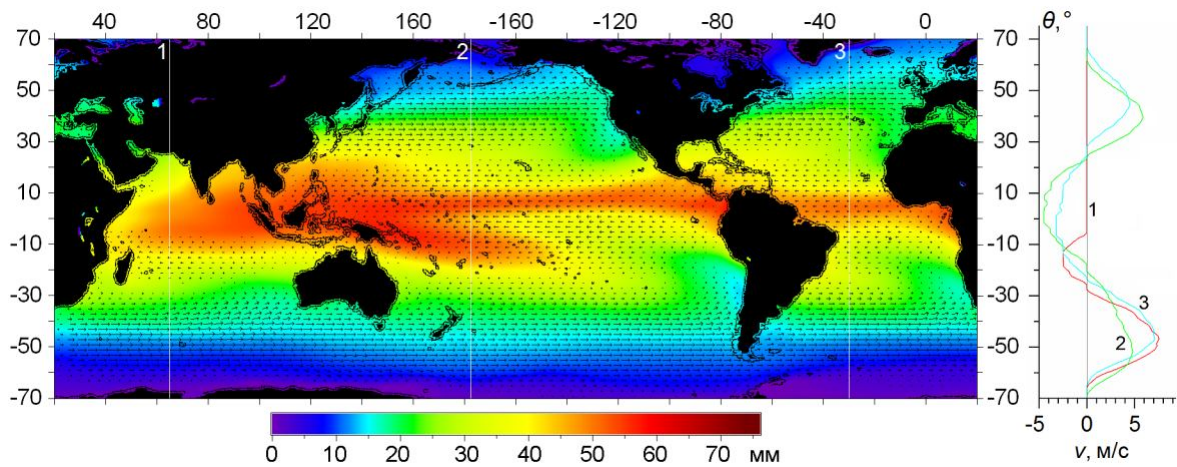


Рисунок 5.3 – Среднее поле интегрального влагосодержания атмосферы за все время наблюдений, исключая неполный 2017 г. (цвет, шкала значений в мм внизу) и соответствующее ему среднее поле скоростей адвекции (векторы). Справа – зональные компоненты скорости адвекции  $v$ , м/с как функции широты  $\theta$  вдоль меридиональных разрезов 1: 65° в.д.; 2: 178° з.д.; 3: 30° з.д. в интервале от 70° ю.ш. до 70° с.ш.

На рисунке 5.3 показаны три меридиональных разреза, проложенных над акваториями Индийского, Тихого и Атлантического океанов и обозначенных «1», «2» и «3». Изменение зональной компоненты скорости адвекции  $v$ , м/с вдоль этих разрезов (как функции широты  $\theta$ ) иллюстрируют приведенные на графике справа кривые 1 – 3. Максимумы западного переноса достигаются между 40 и 50° широты в каждом из полушарий и больше по величине в южном полушарии. Относительно малое значение максимума на кривой 2 связано с тормозящим влиянием Новой Зеландии и Австралии. Полученные результаты находятся в хорошем численном согласии с известными данными о средней зональной циркуляции. Так, согласно рисунку 1.2 из [Пальмен, Ньютон, 1973], восточный перенос в нижней тропосфере тропических широт осуществляется со скоростью около 5 м/с. Западный перенос на 40° широты в обоих полушариях характеризуется диапазоном средних скоростей от 2,5 м/с у поверхности до 10 м/с на высоте около 3 км.

Меридиональная компонента движения сравнительно слабо выражена в средней картине циркуляции, что само по себе хорошо согласуется с данными, приведенными на рисунках 1.2 – 1.4 из [Пальмен, Ньютон, 1973], из которых видно, что меридиональная адвекция в среднем в 2 – 4 раза медленнее зональной. Дополнительное уменьшение меридиональной компоненты связано с усреднением сезонных атмосферных колебаний. Наиболее ярко выражен меридиональный перенос в средних широтах вблизи западных границ континентов обоих полушарий. Его причиной, очевидно, является взаимодействие преобладающих потоков западного переноса с материками. Можно заметить, что эта особенность циркуляции проявляется и в среднем поле ИВС в виде «языков» относительно сухого воздуха, вытянутых от средних широт к экватору над восточными акваториями океанов. Еще одной существенной чертой средней меридиональной адвекции является южный перенос над северо-востоком Тихого океана и, в особенности, над Северной Атлантикой. Эта компонента циркуляции является одним из главных факторов, формирующих климат Арктики.

Для изучения влияния сезонных колебаний на среднюю картину циркуляции разумно разбить все множество данных на группы, относящиеся к теплым и холодным временам года обоих полушарий. Далее, для краткости, «летом» будем называть трехмесячный интервал, центрированный относительно 22 июня, а «зимой» – такой же интервал с серединой 22 декабря. Ясно, что «зима» условно соответствует теплоте в южном полушарии, а «лето» – холодному, и наоборот для северного полушария.

Картину средней сезонной циркуляции атмосферы иллюстрирует рисунок 5.4 на примере лета 2003 г. (а) и зимы 2003/2004 г. (б). Каждому сезону соответствует пара изображений. Верхние построены аналогично рисунку 5.3 и объединяют средние поля ИВС (цветовая шкала справа) и адвекции (векторы). На нижних изображениях для лучшей визуализации поля адвекции цветом кодирована абсолютная величина скорости (справа – шкала диапазонов).

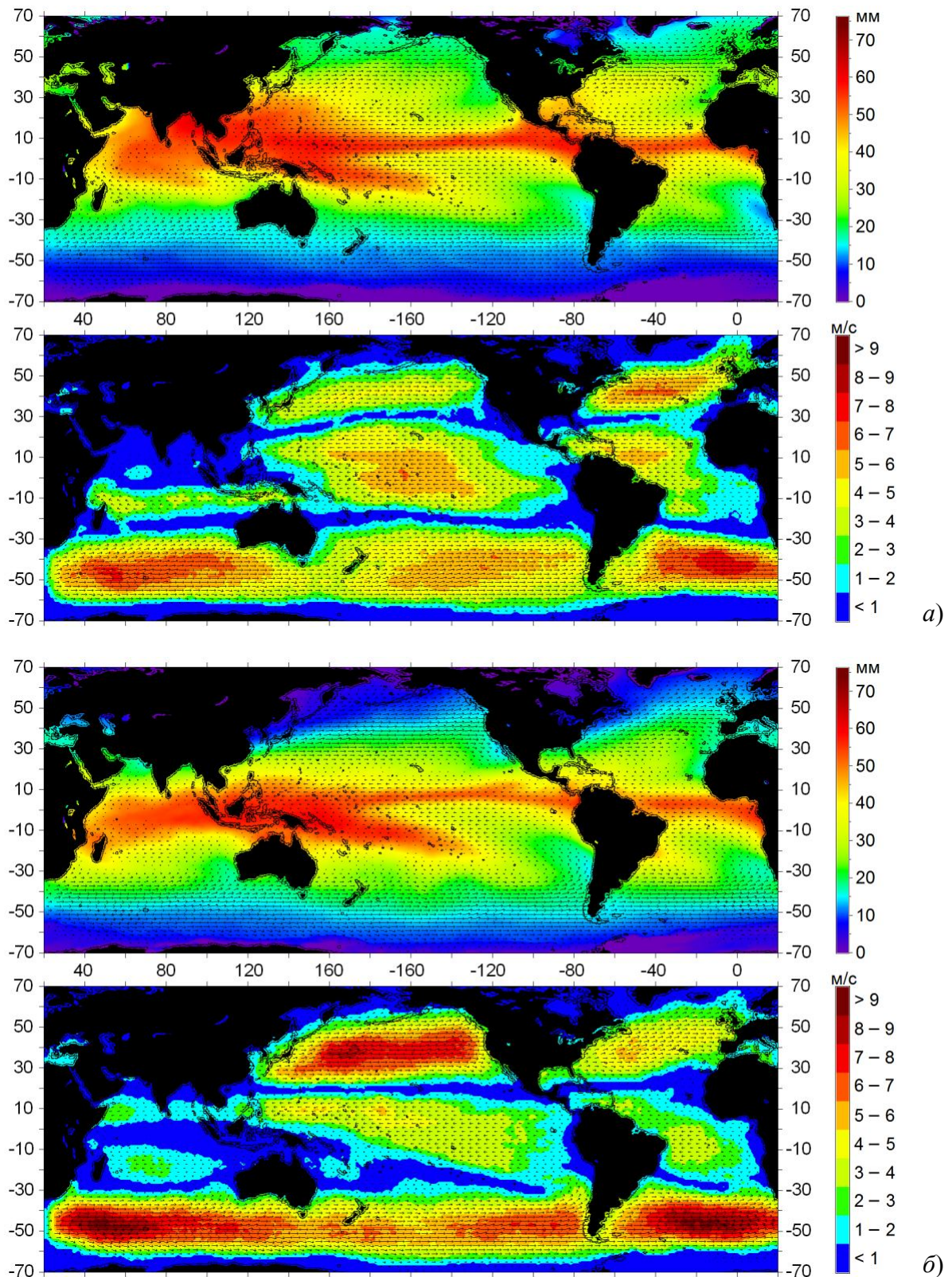


Рисунок 5.4 – Сезонные средние поля интегрального влагосодержания и скорости адвекции: а) лето 2003 г.; б) зима 2003/2004 г. (см. пояснения в тексте)

Геометрическая структура циркуляции лучше просматривается на верхних изображениях (на фоне полей ИВС). При разделении на сезоны картина средней



меридиональной циркуляции оказывается существенно богаче. В частности, наблюдаются крупномасштабные антициклонические вращения воздушных масс над Тихим и Атлантическим океанами (ТО и АО), более выраженные в теплый сезон в каждом из полушарий (ср. рисунки 3.1 – 3.4 из [Пальмен, Ньютон, 1973]). Также привлекает внимание проявившаяся структура циркуляции над Индийским океаном (ИО).

Карты скоростей адвекции (нижние изображения в парах) дают дополнительную полезную информацию. Так, на них отчетливо просматриваются границы внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), в особенности над ТО и АО (области низких скоростей ветра, окрашенные синим цветом). Летом северная граница ВЗК заметно отклоняется от строго зонального направления и располагается между 20 и 30°, вдаваясь наиболее глубоко на север над центральными районами ТО и АО. Описанные особенности циркуляции находятся в хорошем согласии с упомянутыми выше оценками [Lie, Tang, 2005, рисунок 6а, JJA]. Над ИО область слабой адвекции размывается почти до 5° южной широты. В то же время южная граница ВЗК почти везде проходит около 25° южной широты с незначительными отклонениями от параллели.

Зимой ситуация меняется на противоположную. Северная граница ВЗК пролегает вдоль 20° северной широты над всеми океанами. Южная граница ВЗК вытягивается полосами между 20 и 30°, с устойчивой тенденцией смещения на юг в восточных частях. Здесь опять наблюдается четкое соответствие с оценками [там же, рисунок 6а, DJF]. Над ИО формируется сложная структура потоков, в которой область слабой адвекции образует антициклоническое кольцо, достигающее экватора.

Дальнейшая детализация характеристик атмосферной циркуляции возможна путем расчета потоков скрытого тепла через введенные ранее семейства границ (рисунок 5.2). На рисунке 5.5 приведен пример анализа потоков скрытого тепла над Мировым океаном через границы над экватором и 25° северной широты. На графике рисунка 5.5а черной линией показан рассчитанный временной ряд суммарной мощности потока скрытого тепла через экватор  $P$ , ПВт (с

дискретизацией 6 часов), а красным – результат его сглаживания в скользящем окне, соответствующем трехмесячному интервалу осреднения. Положительные значения потоков соответствуют направлению на север. Видно, что в эволюции потока четко прослеживается годичный период колебаний. При этом, однако, дисперсия отклонений от годовой гармоники оказывается значительно выше ее мощности, что говорит о существенном влиянии на общую циркуляцию процессов сравнительно небольших (синоптических и мезо-) масштабов. Также заметна изменчивость самой годовой гармоники на рассмотренном 15-летнем интервале.

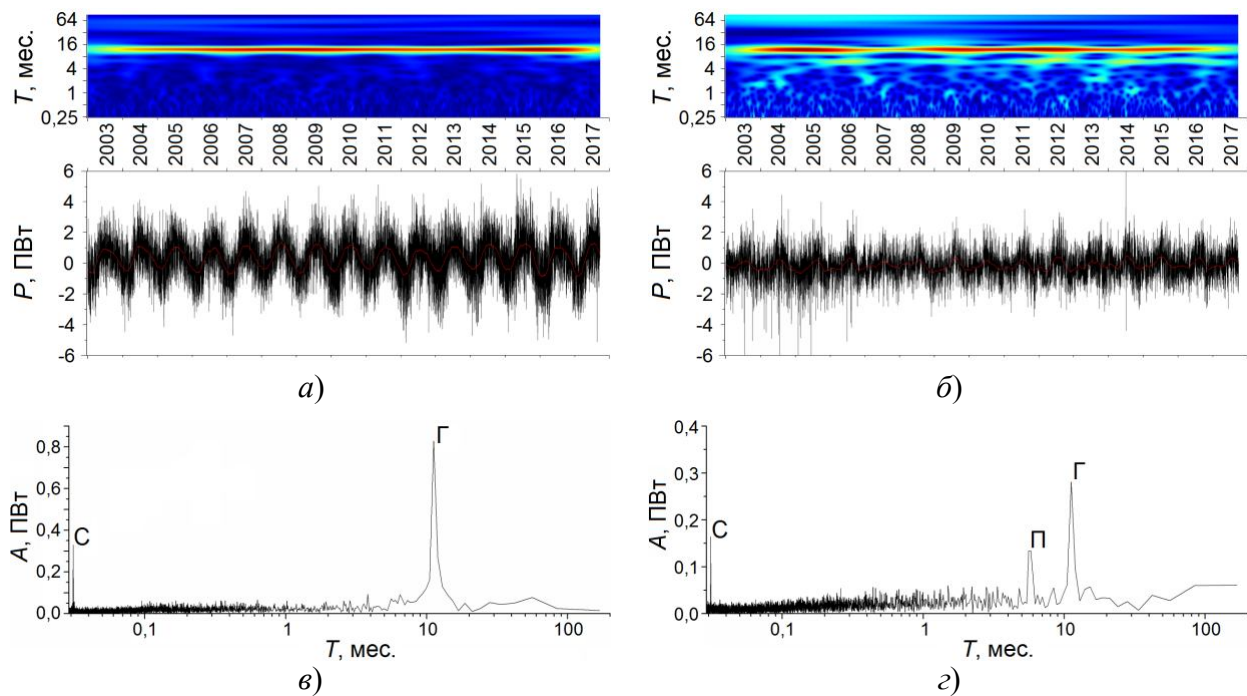


Рисунок 5.5 – Анализ меридиональных потоков скрытого тепла над Мировым океаном: на широте экватора (слева); на  $25^\circ$  северной широты (справа): временной ряд суммарной мощности потоков  $P$ , ПВт с дискретизацией 6 часов (черные кривые) и трехмесячным усреднением (красные кривые); вейвлет-спектры (*a*, *б* вверху) и Фурье-спектры (*в*, *г*) исходного временного ряда (пояснения в тексте).

Изучение тонких особенностей эволюции временных рядов возможно с применением аппарата вейвлет-анализа. Над графиком рисунка 5.5*a* дана вейвлетограмма (результат разложения с использованием вейвлета Морле)

исходного временного ряда. По вертикальной оси отложен эффективный масштаб, приведенный к интервалу времени в месяцах. Малые масштабы (начиная от недели, 0,25 месяца) расположены снизу для удобства соотнесения с графиками временных рядов. Горизонтальные шкалы времени вейвлетограммы и графиков совмещены. Максимальный масштаб ограничен в вейвлет-анализе значением 96 месяцев (8 лет). Вейвлетограмма подтверждает, что наиболее яркой особенностью временного ряда суммарной мощности потока через экватор над Мировым океаном является его годичное колебание (сезонная изменчивость). Это согласуется с правильной, близкой к синусоидальной, формой сглаженного временного ряда на графике. Картина вейвлет-разложения не противоречит предположению о наличии длиннопериодических (квази-двухлетних, квази-четырёхлетних и т.п.) циклов, однако исходный 15-летний интервал не дает надежной базы для анализа колебаний таких масштабов. Можно также отметить достаточно сложную, но сравнительно слабо выраженную структуру возмущений более мелких масштабов (от полугодовых до недельных).

Наилучшее разрешение по частоте гармонических колебаний (без возможности локализации во времени) дает Фурье-анализ. Спектр Фурье для исходного ряда на графике рисунка 5.5а приведен под ним на рисунке 5.5в. Горизонтальная координата пересчитана в обратную частоту, т.е. период колебаний, измеренный в месяцах. Фурье анализ окончательно доказывает, что в эволюции потоков скрытого тепла над экватором наиболее выраженными является годовая и суточная гармоники, обозначенные на графике рисунка 5.5в буквами «Г» и «С», соответственно. Этот результат также находится в полном согласии с известными свойствами атмосферной циркуляции.

Второй пример проиллюстрирован на рисунках 5.5б и 5.5г. Здесь в качестве исходного временного ряда взята суммарная мощность потока через границу 25° северной широты (черная линия на графике рисунка 5.5в). Можно отметить, что сглаженный ряд (красная линия) в данном случае характеризуется более нерегулярной, изрезанной формой. Дисперсия отклонений исходного ряда от сглаженного сравнима с наблюдаемой в потоках через экватор, однако мощность

годовой гармонике в разы меньше (рисунок 5.5*з*), что говорит об усиливающемся вкладе мелкомасштабных процессов. Это находит подтверждение в вейвлет-анализе (рисунок 5.5*б* вверху), который выделяет не только ярко выраженную годовую осцилляцию, но и заметное полугодовое колебание, переходящее на более мелких масштабах в сложную бифуркационную структуру. Описанная картина качественно согласуется с результатами Фурье-анализа, который вновь выявляет наличие суточной («С») и годовой («Г») гармоник, а также более слабой полугодовой («П»), рисунок 5.5*з*. Отсутствие ярко выраженных гармоник других периодов, одновременно с существенной дисперсией исходного временного ряда, говорит о том, что значительная часть переносимой энергии распределена почти равномерно по большому набору (спектру) частот, соответствующих интервалам времени от единиц суток до единиц месяцев. Этот факт, вероятно, также следует трактовать как проявление значительного вклада турбулентного механизма переноса скрытого тепла, усиливающегося при смещении от экватора к средним широтам. Однако, как уже отмечено выше, его аккуратный анализ требует лучшей пространственно-временной детализации исходных данных.

Рисунок 5.6 отображает некоторые результаты аналогичного анализа, выполненного для зональных потоков скрытого тепла через границы, обозначенные на рисунке 5.2 буквами «I» и «A». Граница «I» проходит над ИО по меридиану 90° восточной долготы между 15° северной и южной долготы. Исходный временной ряд суммарного потока скрытого тепла с шагом 6 часов отображен на графике рисунка 5.6*а* черной линией, сглаженный в трехмесячном интервале – красной. Положительные значения потоков соответствуют направлению на восток. Видно, что вариации потока имеют сложный характер, тем не менее в них доминирует годовая гармоника, хорошо выделяющаяся на вейвлетограмме исходного ряда, приведенной вверху рисунка 5.6*а*, и в Фурье-спектре того же ряда, отображенной ниже на рисунке 5.6*в*. Также в вейвлетограмме наблюдаются нерегулярные возмущения с масштабами от 1 до 4 месяцев, которые могут быть связаны с осцилляцией Маддена-Джулиана (ОМД)

[Madden, Julian, 1994]. Следует отметить, однако, что в Фурье спектре нет ярко выраженных гармоник с периодом 40 – 50 дней (около 1,5 месяцев), наиболее близкая гармоника, с периодом чуть менее 3 месяцев показана на рисунке 5.6в красной стрелкой. С другой стороны, учитывая нерегулярность формирования волны Маддена-Джулиана, отсутствие четко выраженной спектральной компоненты в исследованном ряде не доказывает отсутствия проявлений в нем ОМД. Этот вопрос должен быть исследован более подробно, вероятно, с привлечением данных более высокой детальности.

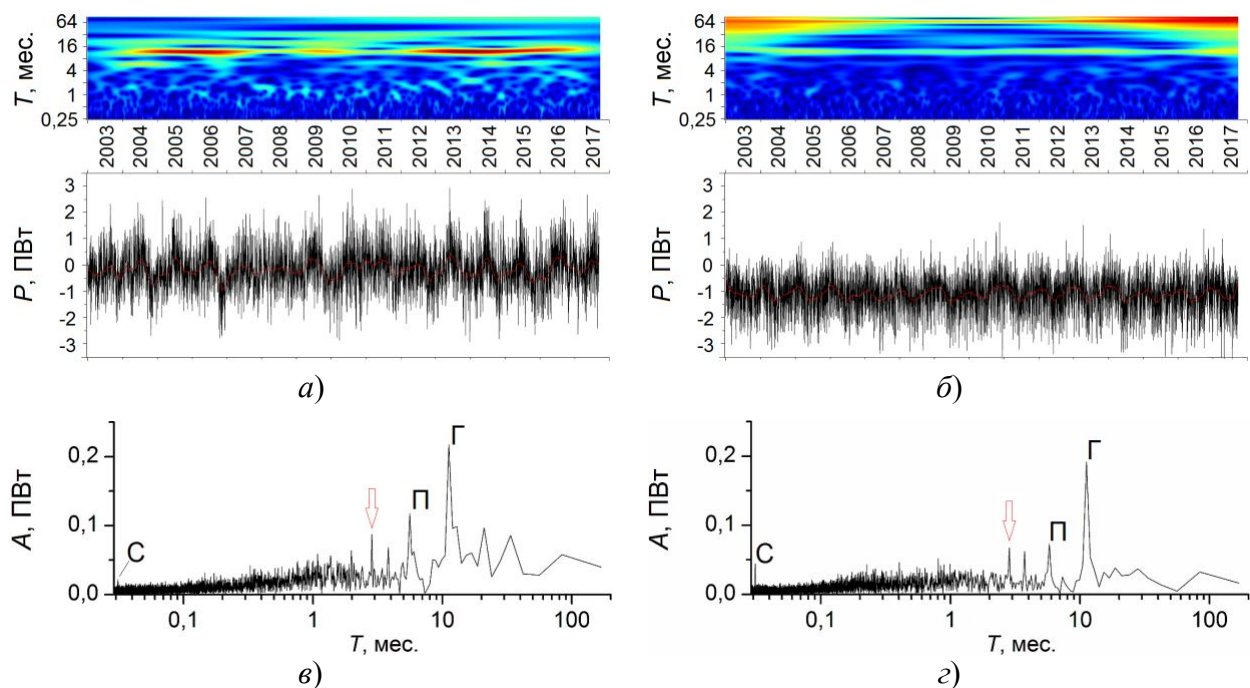


Рисунок 5.6 – Анализ зональных потоков скрытого тепла в тропиках над Индийским (слева) и Атлантическим (справа) океанами: временной ряд суммарной мощности потоков  $P$ , ПВт с дискретизацией 6 часов (черные кривые) и трехмесячным усреднением (красные кривые); вейвлет-спектры (*a*, *б* вверху) и Фурье-спектры (*в*, *г*) исходного временного ряда (пояснения в тексте).

Рисунки 5.6б и 5.6г иллюстрируют результаты аналогичного анализа для границы «А», которая проходит над АО по меридиану  $30^\circ$  восточной долготы между  $15^\circ$  северной и южной долготы. Восточный перенос скрытого тепла над ИО гораздо ярче выражен, чем над ЮО – значения потока в среднем существенно отрицательны. Как и в других случаях отчетливо выделяются годовая,

полугодовая и суточная гармоника колебаний (см. рисунок 5.6а). Возмущения с масштабом 1 – 4 месяца заметно слабее, чем над ИО (см. вейвлетограмму на рисунке 5.6б). Анализ по другим границам в целом показывает монотонное ослабление этих возмущений при смещении на восток, что характерно также и для ОМД. В Фурье-спектре снова присутствуют выраженные гармоники с периодами около 3 и 4 месяцев (но не 1,5 месяца).

В заключение изучена структура меридиональных потоков скрытого тепла как функций широты. С этой целью были рассчитаны средние значения мощности потоков через все широтные границы, показанные на рисунке 5.2, для «лет» и «зим» 2003 – 2017 гг. Для возможности их прямого сопоставления, рассчитанные средние значения потоков были нормированы на длины соответствующих границ, в результате чего получены *удельные* мощности потоков скрытого тепла в МВт/м как функции широты. Как отмечено выше, удельные потоки можно рассчитать как по отдельности для ТО, АО и ИО, так и для всего Мирового океана (МО) в целом. На рисунке 5.7 представлены результаты расчета удельных потоков над МО. Положительные значения потоков соответствуют направлению переноса тепла на север; положительные значения широт (по горизонтали) – северному полушарию. Кривые красного цвета показывают широтный ход потоков для «лета» разных лет, голубого цвета – для «зимы». Толстой черной линией показан широтный ход среднего летнего потока за все годы; толстой синей – среднего зимнего. Диагонально заштрихованные области отображают среднеквадратичный разброс значений за все годы для лета (желтая штриховка) и зимы (серая штриховка). Отдельно на графиках выделены широтный ход удельных потоков скрытого тепла для лета 2017 г. (пунктирная черная линия) и зимы 2016/2017 г. (пунктирная синяя линия).

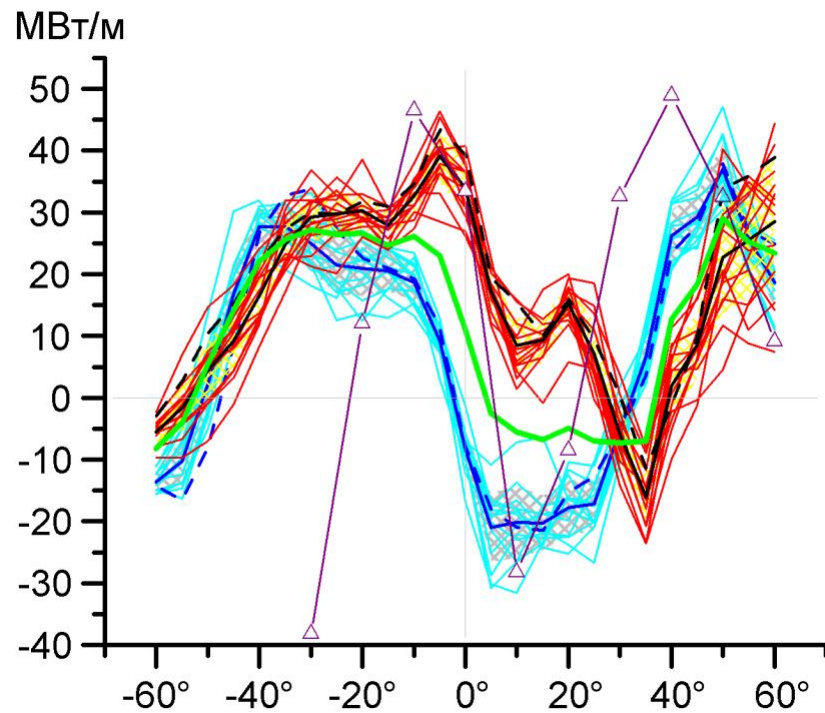


Рисунок 5.7 – Удельные мощности меридиональных потоков скрытого тепла как функции широты: голубые кривые – средние «зимние» потоки, красные кривые – средние «летние» потоки; пунктирная синяя кривая – средний поток зимы 2016/2017 г., пунктирная черная кривая – средний поток лета 2017 г.; толстая синяя кривая – средний «зимний» поток за все годы, толстая черная кривая – средний «летний» поток; толстая зеленая кривая – средний поток за непрерывный интервал наблюдений 2003 – 2016 гг.; треугольники – пересчет данных [Пальмен, Ньютон, 1973] (пояснения в тексте).

Следует обратить внимание на следующие общие черты полученных кривых. Кривые, относящиеся к сезонам «зима» и «лето» образуют две компактные группы, хорошо разделяющиеся на графике и характеризующиеся сравнительно небольшой внутригрупповой дисперсией. Общая картина более симметрична относительно экватора в «зимний» сезон: потоки тепла до  $30^\circ$  северной широты отрицательны (направлены на юг), и наоборот, потоки в южной тропической зоне направлены на север, т.е. в обоих случаях – к экватору, формируя ВЗК. Группа кривых, соответствующих «летним» потокам, проходит на графике параллельно «зимней» группе, но правее и выше нее. Такое смещение могло бы быть результатом сложения симметричной циркуляции в ячейках Хедли с некоторым дополнительным процессом, осуществляющим направленный перенос скрытого тепла из южного полушария в северное. В [Пальмен, Ньютон,

1973] указано, что в среднем конденсация преобладает над испарением в северном полушарии, а испарение над конденсацией – в южном. Для компенсации этой разницы необходим поток водяного пара из южного полушария в северное, соответствующий переносу примерно  $1,647 \times 10^{16}$  кг воды в год (или около 1,3 ПВт мощности потока скрытого тепла). Исходя из построенных графиков, можно сделать предположение, что этот процесс интенсифицируется в «летний» сезон. Следует также отметить, что широтный сдвиг между группами «зимних» и «летних» потоков хорошо отражает сезонную миграцию ВЗК.

Дополнительно на графике рисунка 5.7 построен широтный ход удельных мощностей потоков скрытого тепла, осредненных за все время наблюдений, исключая неполный 2017 г., (зеленая кривая). Пересечение этой кривой с уровнем нулевых потоков приходится на  $5^\circ$  северной широты, что хорошо соответствует среднему положению термического экватора [Пальмен, Ньютон, 1973], а среднее значение потока через географический экватор – положительное, что соответствует переносу скрытого тепла на север. За вычетом этой положительной «добавки» порядка 11 МВт/м также хорошо видна характерная симметричная структура потоков, направленных к экватору в тропических широтах. Нужно отметить, что полуширина ВЗК, оцененная из соображений «симметрии» построенной кривой средних потоков, оказывается значительно больше ожидаемой – порядка  $40^\circ$  в каждом полушарии. Одна из возможных причин такого результата обсуждена выше и заключается в том, что существенным фактором адвекции скрытого тепла в средних широтах могут быть маломасштабные турбулентные процессы, анализ которых требует построения рядов данных более высокого пространственно-временного разрешения. С другой стороны, исследования начала века позволяют говорить о том, что в многочисленных сериях независимых спутниковых наблюдений выявляется тенденция «расширения тропиков» [Reichler, 2009; Lu, Deser, Reichler, 2009], способная сказаться на ширине ВЗК в сторону некоторого ее увеличения.

Для количественного сопоставления полученных значений средних потоков на графике рисунка 5.7 также приведен расчет, основанный на данных из



[Пальмен, Ньютон, 1973], где выполнены модельные оценки полных потоков скрытого тепла через широтные границы с шагом  $10^\circ$  [там же, Таблица 2.4]. Эти значения легко перевести в оценки удельных потоков, разделив на длины соответствующих параллелей. Полученные значения показаны на рисунке 5.7 треугольниками, соединенными фиолетовой линией. Между  $60^\circ$  северной широты и  $20^\circ$  южной широты результаты обоих расчетов, по порядку величины, оказываются в неплохом согласии друг с другом (южнее этой области и до  $60^\circ$  южной широты [Пальмен, Ньютон, 1973] приводят существенно большие оценки потоков в южном направлении). При этом, как уже отмечено, особенности широтного хода средних потоков, рассчитанных по алгоритмам спутникового радиотепловидения и приведенными в [Пальмен, Ньютон, 1973], заметно отличаются.

Следует также отметить, что характер широтной зависимости зимних и летних потоков в поясе низких широт качественно соответствует зависимости, полученной в [Lie, Tang, 2005, рис. 7а, верхние графики]. Некоторые отличия могут быть вызваны тем, что временные границы сезонов в работах выбраны несколько по-разному, а сезонный ход меридиональных потоков – значителен [Lie, Tang, 2005, рисунок 6b]. Этим, отчасти, могут быть вызваны и существенные различия в абсолютных значениях потоков. Нужно подчеркнуть, что, несмотря на консолидацию усилий по устранению имеющихся неопределенностей в климатологических рядах данных, расхождения оценок потоков атмосферной влаги по разным методикам остаются пока весьма значительными [Robertson et al., 2014]. Так, графики в [Lie, Tang, 2005, рисунок 7а] позволяют, например, оценить удельную мощность среднегодового меридионального потока скрытого тепла через экватор, как среднее между «зимним» и «летним» потоками. Согласно расчетам [Lie, Tang, 2005] эта величина должна составлять более 100 МВт/м (над океаном); по цитируемым ими климатологическим оценкам J.P. Peixoto и A.H. Oort эта же величина равна примерно 23 МВт/м (в среднем над экватором); расчеты по алгоритмам спутникового радиотепловидения дают значение около 11

МВт/м; оценка на основании данных, приведенных в [Пальмен, Ньютон, 1973], дает около 33 МВт/м, рисунок 5.7.

Графики среднегодовой удельной мощности потока скрытого тепла над Мировым океаном (как функции широты) для разных лет наблюдений образуют более компактную структуру, приведенную на рисунке 5.8.

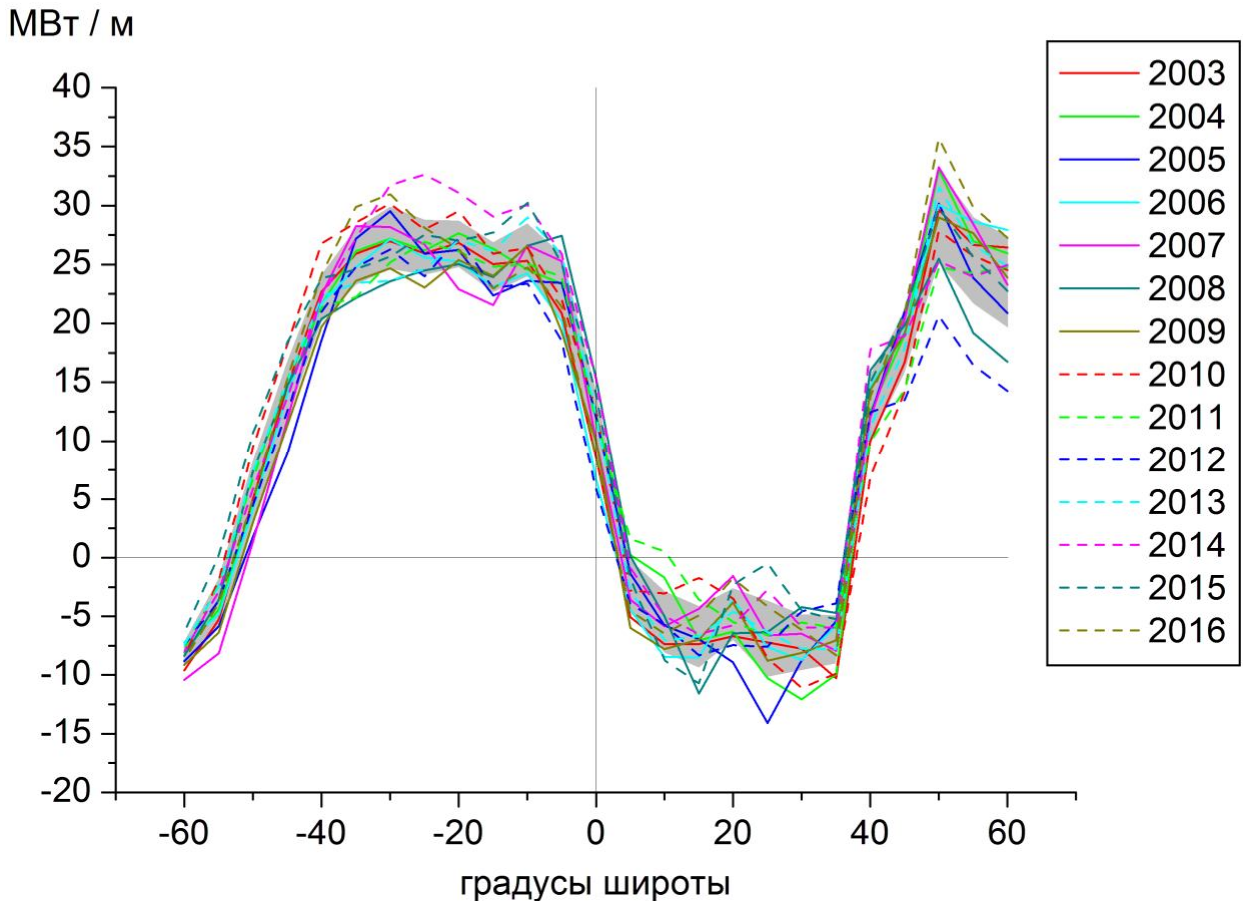


Рисунок 5.8 – Удельная мощность (МВт/м) среднегодовых потоков скрытого тепла над Мировым океаном через широтные границы от 60° ю.ш. до 60° с.ш. с шагом 5° за 2003 – 2016 гг. Положительные значения широт (по оси абсцисс) – для северного полушария. Положительные значения потоков (по оси ординат) – для направления на север. Серая полоса – диапазон значений удельной мощности (для данной широты), отличающихся от среднего за все годы не более чем на одно среднеквадратичное отклонение.

При этом все основные черты широтной зависимости потоков, отмеченные выше и касающиеся асимметрии относительно экватора, проявляются и в ней. В Таблице 5.1 резюмированы результаты расчетов характеристик меридиональной циркуляции для всего Мирового океана: для данной широты  $\theta$  перечислены длина

соответствующей границы  $L$ , полная мощность потока скрытого тепла через границу  $Q$ , средняя за все годы удельная мощность  $P$ , СКО среднегодовых удельных потоков  $\sigma$ , минимальное  $P_{\min}$  и максимальное  $P_{\max}$  значения среднегодовой удельной мощности потока за все годы (в скобках указан год достижения соответствующего значения).

Таблица 5.1. Меридиональная циркуляция скрытого тепла над Мировым океаном

$\theta, ^\circ$	$L, \text{ км}$	$Q, \text{ ПВт}$	$P, \text{ МВт/м}$	$\sigma, \text{ МВт/м}$	$P_{\min}, \text{ МВт/м}$	$P_{\max}, \text{ МВт/м}$
60	5310	0,12	23,5	3,9	14,3 (2012)	27,9 (2006)
55	8770	0,22	25,3	3,7	16,5 (2012)	29,9 (2016)
50	10346	0,30	29,0	4,0	20,6 (2012)	35,7 (2016)
45	13779	0,25	18,3	2,6	13,5 (2012)	21,0 (2005)
40	16163	0,21	12,7	1,8	6,8 (2010)	17,8 (2014)
35	18240	-0,13	-7,0	2,1	-10,3 (2003)	-3,9 (2012)
30	18971	-0,14	-7,3	2,4	-12,1 (2004)	-4,2 (2008)
25	21390	-0,15	-7,0	3,2	-14,1 (2005)	-0,5 (2015)
20	24486	-0,12	-4,9	2,2	-8,9 (2005)	-1,6 (2007)
15	27979	-0,19	-6,8	2,6	-11,6 (2008)	-1,7 (2010)
10	28636	-0,16	-5,5	2,6	-8,7 (2015)	0,5 (2011)
5	29825	-0,07	-2,5	2,3	-6,0 (2009)	1,6 (2011)
0	29856	0,33	11,0	2,9	5,8 (2012)	15,3 (2008)
-5	29244	0,67	23,1	2,7	18,5 (2012)	27,4 (2008)
-10	30433	0,80	26,2	2,2	23,4 (2012)	30,3 (2015)
-15	29295	0,72	24,7	2,1	21,5 (2007)	29,1 (2014)
-20	27899	0,74	26,7	2,0	22,9 (2007)	31,1 (2014)
-25	27487	0,73	26,4	2,3	23,0 (2009)	32,6 (2014)
-30	27541	0,75	27,2	2,6	23,6 (2008)	31,7 (2014)
-35	29512	0,76	25,6	2,4	22,2 (2008)	29,9 (2016)
-40	29196	0,64	22,1	2,0	18,6 (2005)	26,8 (2010)
-45	27303	0,39	14,2	2,5	8,9 (2005)	18,4 (2015)
-50	25141	0,14	5,5	2,7	1,3 (2007)	10,7 (2015)
-55	22642	-0,09	-4,0	2,1	-8,1 (2007)	0,2 (2015)
-60	18264	-0,15	-8,3	1,0	-10,4 (2007)	-6,4 (2015)

В принятой методике вычислений определенное влияние на вид графиков потоков может оказывать соотношение площади океана и суши в разных широтных поясах, а также их распределение между южным и северным полушариями. В связи с этим, интерес представляют результаты расчетов среднегодовых удельных меридиональных потоков скрытого тепла для Тихого, Атлантического и Индийского океанов по отдельности. Так, Тихий океан составляет по площади около половины Мирового океана и расположен почти симметрично относительно экватора. Результаты расчета для Тихого океана приведены на рисунке 5.9.

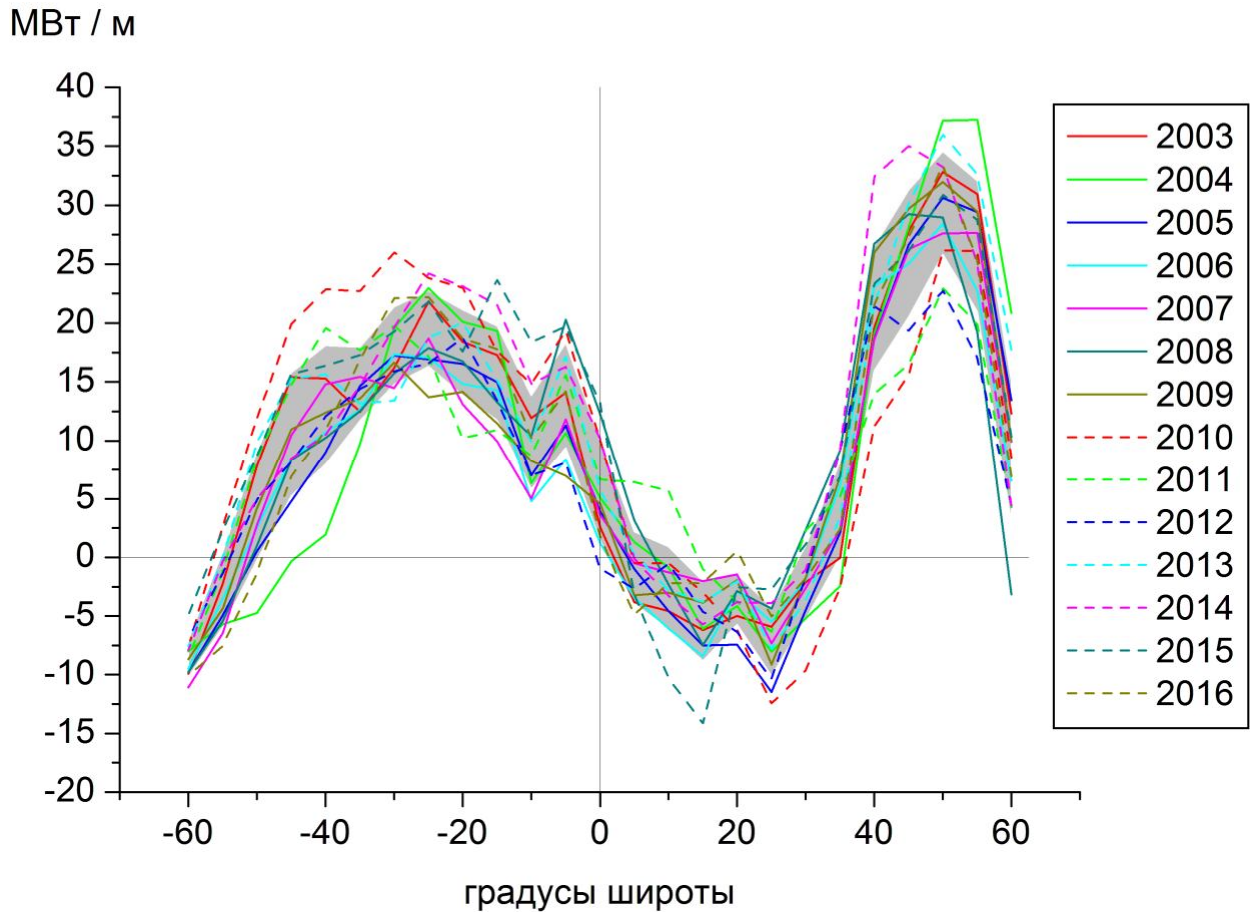


Рисунок 5.9 – Удельная мощность (МВт/м) среднегодовых потоков скрытого тепла над Тихим океаном через широтные границы от  $60^{\circ}$  ю.ш. до  $60^{\circ}$  с.ш. с шагом  $5^{\circ}$  за 2003 – 2016 гг. Положительные значения широт (по оси абсцисс) – для северного полушария. Положительные значения потоков (по оси ординат) – для направления на север. Серая полоса – диапазон значений удельной мощности (для данной широты), отличающихся от среднего за все годы не более чем на одно среднеквадратичное отклонение.

Основные особенности полученной структуры потоков кратко резюмированы ниже.

- 1) Наблюдается некоторая тенденция к увеличению симметрии потоков относительно экватора за счет значительного (примерно в полтора раза) уменьшения потоков в тропических широтах южного полушария.
- 2) Средний уровень удельного потока через экватор снижается вдвое до 5,7 МВт/м, но остается положительным (см. Таблицу 5.2). Полный поток через экватор при длине границы 15817 км составляет 0,09 ПВт (около 27% от общего).

- 3) Пересечение оси абсцисс, как и на рисунке 5.8, приходится на  $5^\circ$  с.ш., хорошо соответствуя среднему положению термического экватора. Следует дополнительно отметить, что положение этой точки наиболее устойчиво на графиках разных лет для потоков над Мировым океаном (рисунок 5.8) и в несколько меньшей степени – для потоков над Тихим океаном.
- 4) Ширина ВЗК выглядит практически одинаковой на рисунках 5.8 и 5.9.

Результаты расчетов приведены в Таблице 5.2.

Таблица 5.2. Меридиональная циркуляция скрытого тепла над Тихим океаном

$\theta, ^\circ$	L, км	Q, ПВт	P, МВт/м	$\sigma_p$ , МВт/м	$P_{\min}$ , МВт/м	$P_{\max}$ , МВт/м
60	1154	0,01	9,0	6,0	-3,1 (2008)	20,9 (2004)
55	3699	0,10	26,5	5,5	17,0 (2012)	37,3 (2004)
50	6111	0,18	30,2	4,4	22,8 (2012)	37,2 (2004)
45	7253	0,19	25,9	5,4	15,6 (2010)	35,0 (2014)
40	8837	0,19	21,2	5,3	11,2 (2010)	32,4 (2014)
35	10019	0,04	4,1	4,1	-2,6 (2010)	9,2 (2014)
30	11435	-0,02	-2,1	3,1	-9,6 (2010)	2,3 (2008)
25	12496	-0,09	-7,2	2,9	-12,5 (2010)	-2,7 (2015)
20	14707	-0,05	-3,6	2,2	-7,4 (2005)	0,5 (2016)
15	16567	-0,09	-5,4	3,4	-14,1 (2015)	-1,0 (2011)
10	17630	-0,05	-2,6	3,5	-10,3 (2015)	5,7 (2011)
5	18637	-0,02	-0,9	3,1	-4,9 (2016)	6,5 (2011)
0	15817	0,09	5,7	4,3	-1,0 (2012)	13,2 (2015)
-5	13985	0,19	13,9	4,4	7,0 (2009)	20,3 (2008)
-10	13716	0,13	9,8	4,0	4,8 (2006)	18,4 (2015)
-15	14392	0,23	15,8	4,0	9,9 (2007)	23,7 (2015)
-20	13401	0,23	17,5	3,6	10,2 (2011)	23,1 (2014)
-25	13529	0,26	19,6	3,2	13,7 (2009)	24,2 (2014)
-30	12904	0,23	18,1	3,3	13,4 (2013)	26,0 (2010)
-35	12251	0,18	14,8	3,1	9,7 (2004)	22,7 (2010)
-40	11372	0,15	13,0	5,1	1,9 (2004)	22,9 (2010)
-45	10497	0,11	10,5	5,3	-0,3 (2004)	19,9 (2010)
-50	9703	0,04	4,4	4,7	-4,8 (2004)	12,0 (2010)
-55	9025	-0,02	-2,7	3,2	-7,5 (2016)	2,6 (2010)
-60	8354	-0,07	-8,6	1,6	-11,1 (2007)	-4,9 (2015)

Результаты аналогичных расчетов для Атлантического океана отражены на рисунке 5.10 и резюмированы в Таблице 5.3.

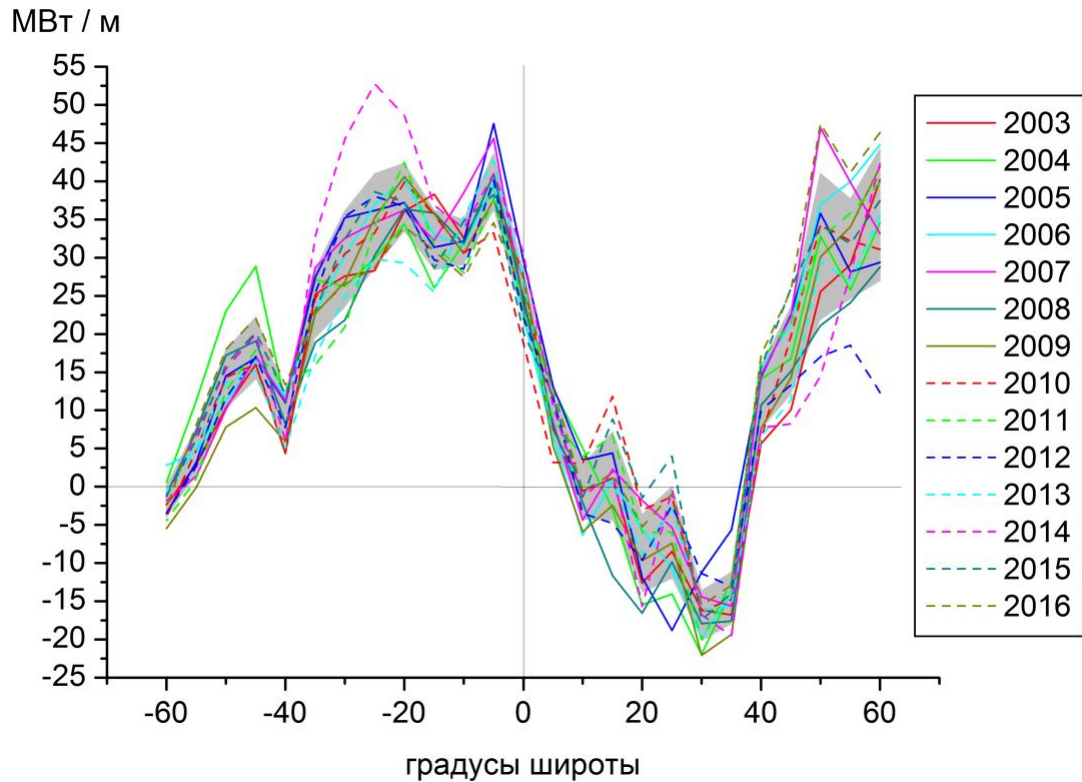


Рисунок 5.10 – Удельная мощность (МВт/м) среднегодовых потоков скрытого тепла над Атлантическим океаном через широтные границы от 60° ю.ш. до 60° с.ш. с шагом 5° за 2003 – 2016 гг., см. примечания к рисунку 5.9.

Таблица 5.3. Меридиональная циркуляция скрытого тепла над Атлантическим океаном

$\theta, ^\circ$	$L, \text{ км}$	$Q, \text{ ПВт}$	$P, \text{ МВт/м}$	$\sigma_P, \text{ МВт/м}$	$P_{\min}, \text{ МВт/м}$	$P_{\max}, \text{ МВт/м}$
60	2418	0,09	35,5	8,7	12,3 (2012)	46,4 (2016)
55	3699	0,11	31,1	6,6	18,5 (2012)	41,1 (2016)
50	3556	0,11	31,2	9,7	14,5 (2014)	47,6 (2016)
45	4639	0,08	17,7	5,8	8,2 (2014)	26,0 (2015)
40	5239	0,06	11,6	4,2	5,6 (2003)	17,2 (2016)
35	6217	-0,09	-14,6	3,4	-19,5 (2014)	-5,7 (2005)
30	6645	-0,11	-17,0	3,3	-22,1 (2009)	-11,2 (2005)
25	7684	-0,05	-6,0	6,1	-18,8 (2005)	4,0 (2015)
20	5695	-0,05	-8,8	5,1	-16,6 (2008)	-1,5 (2015)
15	6605	0,01	1,3	5,9	-11,6 (2008)	11,8 (2010)
10	4983	-0,00	-0,8	3,6	-6,4 (2006)	5,0 (2004)
5	4625	0,04	9,1	3,1	3,2 (2010)	13,1 (2005)
0	6144	0,15	24,7	3,4	18,8 (2010)	30,6 (2014)
-5	5206	0,21	39,8	3,8	33,2 (2010)	47,5 (2005)
-10	5311	0,17	32,0	3,0	27,4 (2016)	38,5 (2007)
-15	5343	0,17	32,2	4,0	25,5 (2013)	38,3 (2003)
-20	5355	0,20	37,8	4,5	29,3 (2013)	48,7 (2014)
-25	6147	0,21	34,8	6,2	28,3 (2003)	52,7 (2014)
-30	6283	0,19	29,8	6,4	20,9 (2011)	45,5 (2014)
-35	6558	0,16	23,9	4,5	16,0 (2011)	32,8 (2014)
-40	6793	0,06	9,0	3,3	4,3 (2003)	13,3 (2016)
-45	6506	0,12	18,1	4,1	10,4 (2009)	28,8 (2004)
-50	6075	0,08	14,0	3,9	7,8 (2009)	23,0 (2004)
-55	5134	0,02	4,7	3,1	-0,1 (2009)	11,3 (2004)
-60	2752	-0,01	-2,0	2,1	-5,5 (2009)	2,8 (2006)

Потоки над Атлантикой в среднем более интенсивны, чем над Тихим океаном, и в соответствии с существующими представлениями демонстрируют существенную асимметрию относительно экватора:

- 1) Максимальные удельные потоки в южном полушарии могут превышать 50 МВт/м, в северном достигают 20 МВт/м в ВЗК и 47 МВт/м в высоких широтах.
- 2) Средний уровень удельного потока через экватор составляет 25 МВт/м. Полный поток через экватор при длине границы 6144 км составляет 0,15 ПВт (около 46% от общего).
- 3) Пересечение оси абсцисс смещается примерно к 10° с.ш.
- 4) Ширина ВЗК несколько уменьшается по сравнению с тихоокеанской.

В заключение рассмотрены результаты расчетов над Индийским океаном, рисунок 5.11.

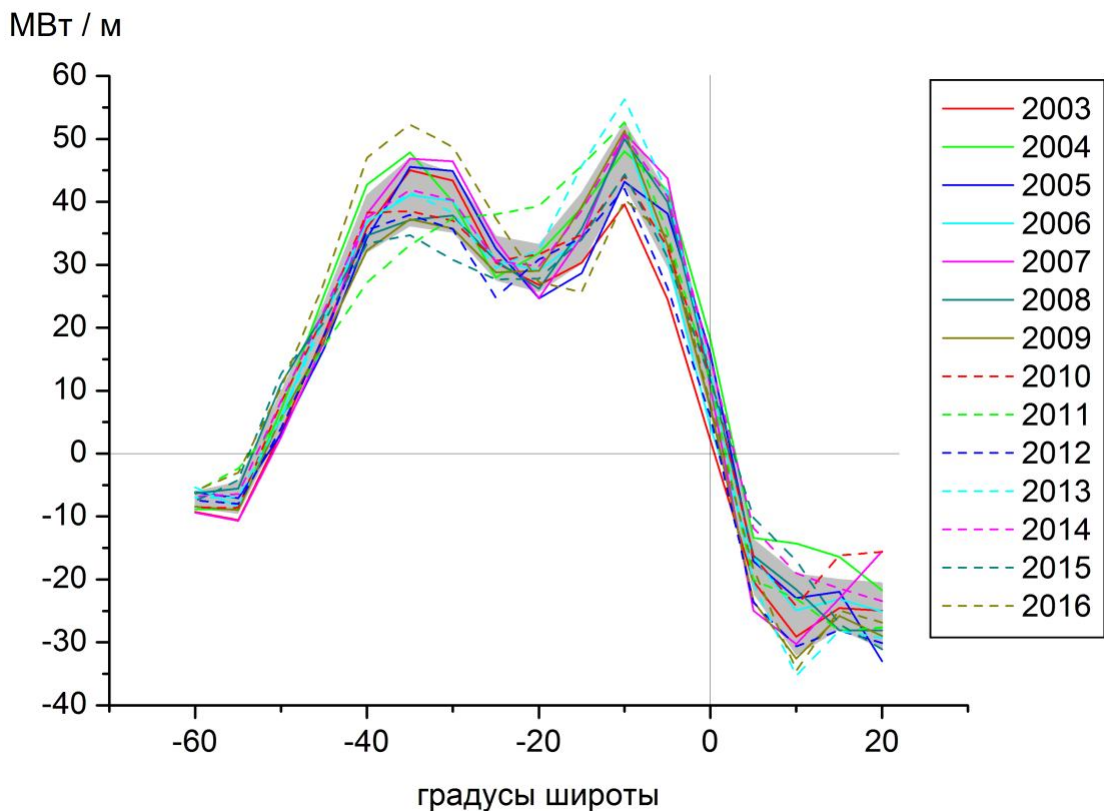


Рисунок 5.11 – Удельная мощность (МВт/м) среднегодовых потоков скрытого тепла над Индийским океаном через широтные границы от 60° ю.ш. до 20° с.ш. с шагом 5° за 2003 – 2016 гг., см. примечания к рисунку 5.9.

Ясно, что на общей асимметрии потоков относительно экватора существенно сказывается преобладание суши в северном полушарии. Тем не менее, в доступной анализу области широт интенсивность потоков скрытого тепла над Индийским океаном оказывается в общем выше, чем над Тихим океаном, и местами приближается к таковой над Атлантикой:

- 1) Максимальные удельные потоки в южном полушарии превышают 50 МВт/м, в северном – 30 МВт/м.
- 2) Средний уровень потока через экватор составляет 10,5 МВт/м. Полный поток через экватор при длине границы 6088 км составляет 0,06 ПВт (около 20% от общего). В итоге, сумма полных потоков над тремя океанами через экватор дает 0,31 ПВт или 93% всего потока, вычисленного ранее над Мировым океаном. Остальные 7% или около 0,02 ПВт приходятся на исключенные фрагменты границ, общей протяженностью около 1807 км, в основном над внутренними морями Индонезийского архипелага и вблизи береговых линий. Таким образом, средний удельный поток через эти фрагменты границ составляет менее 12 МВт/м, что примерно соответствует среднему удельному потоку через экватор надо всем Мировым океаном (11 МВт/м). Тем не менее, нужно отметить, что оценки адвекции над такими участками наименее надежны и могут являться одним из значимых источников погрешностей.
- 3) Пересечение оси абсцисс происходит около 5° с.ш.
- 4) Сложный вопрос представляет ширина и конфигурация ВЗК над Индийским океаном. В северном полушарии она может частично захватывать область суши. В южном полушарии имеются два ярко выраженных максимума потоков около 10 и 35° ю.ш., которые не наблюдаются в структуре меридиональных потоков над другими океанами.

Результаты расчетов по Индийскому океану приведены в Таблице 5.4.



Таблица 5.4. Меридиональная циркуляция скрытого тепла над Индийским океаном

$\theta, ^\circ$	L, км	Q, ПВт	P, МВт/м	$\sigma_p$ , МВт/м	$P_{\min}$ , МВт/м	$P_{\max}$ , МВт/м
20	2116	-0,05	-25,8	5,3	-33,0 (2005)	-15,5 (2007)
15	4243	-0,10	-24,1	4,0	-28,2 (2013)	-16,2 (2010)
10	4599	-0,12	-25,7	6,5	-35,3 (2013)	-14,3 (2004)
5	5123	-0,09	-18,1	4,4	-25,0 (2007)	-10,2 (2015)
0	6088	0,06	10,5	4,6	2,1 (2003)	18,2 (2004)
-5	6951	0,25	35,3	5,9	24,5 (2003)	43,7 (2007)
-10	8596	0,41	47,5	5,1	39,6 (2003)	56,3 (2013)
-15	7894	0,28	35,8	5,7	25,7 (2016)	45,7 (2011)
-20	6896	0,20	29,4	3,8	24,7 (2005)	39,3 (2011)
-25	7533	0,23	31,0	3,6	24,8 (2012)	38,0 (2011)
-30	7969	0,32	39,8	4,8	30,8 (2015)	48,7 (2016)
-35	8744	0,36	41,5	5,5	33,2 (2011)	52,3 (2016)
-40	8284	0,30	36,4	4,7	27,2 (2011)	47,0 (2016)
-45	7646	0,16	20,8	3,1	16,7 (2005)	27,2 (2016)
-50	6951	0,05	6,6	3,1	2,6 (2007)	12,7 (2015)
-55	6202	-0,04	-7,1	2,6	-10,7 (2007)	-2,4 (2011)
-60	5407	-0,04	-7,4	1,3	-9,4 (2007)	-5,4 (2006)

#### 5.4. Выводы к Главе 5

Приведенные в настоящей Главе результаты касаются исследований глобальной и региональной (над отдельными океанами) атмосферной циркуляции на климатически значимых интервалах времени.

Впервые только на основе данных многолетних спутниковых радиотепловых наблюдений, накопленных и обработанных по реализованной методике спутникового радиотепловидения, рассчитана детальная (на сетке  $0,25^\circ$  с шагом по времени 6 часов) картина глобальной атмосферной циркуляции. Расчеты реалистично воспроизводят многие ее характерные элементы и параметры, такие как: зональная структура, границы ячеек циркуляции, преобладание зонального переноса над меридиональным и характерные скорости и направления адвекции в нижней тропосфере над всеми акваториями Мирового океана; годовые и сезонные вариации, проявляющиеся в миграции границ внутритропической зоны конвергенции и гармониках потоков скрытого тепла с периодами 0,033 месяца (сутки), 6 и 12 месяцев; среднее положение термического экватора на уровне  $5^\circ$  северной широты, конвергенция потоков скрытого тепла в экваториальной зоне, средний положительный поток скрытого тепла из южного полушария в северное. Таким образом, показано, что информация обо всех

указанных свойствах атмосферной циркуляции непосредственно содержится в данных спутниковых наблюдений и может быть эффективно извлечена из них с помощью подхода спутникового радиотепловидения. Построены широтные распределения среднегодовых и сезонных меридиональных протоков скрытого тепла над Мировым океаном в целом, а также Тихим, Атлантическим и Индийским океанами. Полученные распределения находятся в качественном согласии с известными данными моделирования, а также с отмечаемой в ряде работ климатической тенденции по «расширению тропиков».

В совокупности полученные результаты **доказывают** выносимое на защиту **положение №6**.

## ГЛАВА 6. ГЕОПОРТАЛ СПУТНИКОВОГО РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЯ

Как показано в предыдущих главах диссертации, подход спутникового радиотепловидения без ограничения применим к исследованию различных мезомасштабных и синоптических процессов. Однако иллюстрация его применения вынужденно ограничена несколькими конкретными примерами (тропические циклоны, атмосферные реки, глобальная циркуляция). Все возможные приложения невозможно охватить во всем их многообразии. В связи с этим высокую актуальность приобретает задача эффективного информационного обеспечения широкого научного сообщества результатами расчетов динамики атмосферных полей за длительные интервалы наблюдений. Решение этой задачи осуществлено путем создания геопортала спутникового радиотепловидения, развернутого на серверах ФИРЭ РАН. Работы осуществлялись в рамках государственного задания ФАНО РАН (тема «ЦОХКИ-1»), а также возглавляемого соискателем проекта РФФИ № 15-07-04422-А «Разработка принципов и программных средств экспресс-анализа быстроразвивающихся процессов в системе атмосфера - подстилающая поверхность Земли на основе виртуальной интеграции распределённых источников данных спутникового мониторинга». Основные результаты этих работ детально описаны в публикациях [Ермаков, Чернушич, Шарков, 2016; Ермаков, Чернушич, 2017а,б].

### **6.1. Концепция геопортала спутникового радиотепловидения и сетевого сервиса «ИКАР»**

Современные тенденции развития сетевых сервисов, связанных с решением задач дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), заключаются в обеспечении максимальной транспарентности (прозрачности доступа, достигаемой путем «виртуализации») дистанционных данных и процедур их обработки и анализа [Лупян и др., 2018]. В идеале, конечный пользователь избавлен от необходимости организовывать собственную инфраструктуру локального хранения и обработки данных и обеспечен удаленными программными средствами их тематического анализа [Лупян и др., 2012]. Очевидной целью является расширение круга

потенциальных потребителей сетевых услуг в области ДЗЗ и увеличение эффективности их работы. К сложным технологическим аспектам виртуализации относится создание масштабируемых функциональных пользовательских интерфейсов удаленного анализа [Толпин и др., 2011]. Возможный подход внедрен и развивается в рамках геопортала спутникового радиотепловидения и сетевого сервиса «ИКАР».

Важно подчеркнуть, что геопортал спутникового радиотепловидения (далее – Геопортал) и сетевой сервис «ИКАР» (далее – ИКАР) полностью автономны друг от друга. Геопортал обеспечивает пользователей доступом к результатам расчетов динамики геофизических полей атмосферы; для него ИКАР – один из интегрированных инструментов работы с данными. ИКАР, как таковой, решает задачи виртуализации и совместной удаленной обработки данных распределенных центров спутниковой информации; Геопортал для него – один из (приоритетных) источников информации. Наряду с этим реализованы механизмы получения данных и из других сетевых ресурсов.

Расширение открытых пользователю продуктов Геопортала осуществляется, во-первых, путем прогрессивного (по мере поступления спутниковой информации) и ретроспективного (по архивным данным) расчета интерполированных полей атмосферных параметров. К настоящему времени обеспечена динамическая генерация различных типов полей глобального покрытия в пятнадцатилетнем интервале спутниковых наблюдений [Ермаков, Чернушич, 2017б]. Во-вторых, осуществляется внедрение новых типов продуктов обработки. Этапным шагом развития Геопортала стало обеспечение открытого доступа к полям скорости адвекции водяного пара в нижней тропосфере. Векторная природа этого типа данных обусловила необходимость доработки программной инфраструктуры; был дополнительно реализован механизм загрузки векторных данных в специальном бинарном формате, описанном на сайте Геопортала (<http://fire.fryazino.net/tpw/Radiothermvision.aspx>).

Наращивание номенклатуры продуктов Геопортала и сервиса ИКАР тесно связано с наличием доступных для виртуализации сетевых ресурсов. С учетом

специализации Геопортала интерес, прежде всего, представляют длинные («климатические») ряды данных глобальных наблюдений Земли. Пространственное разрешение может быть достаточно грубым – до десятков километров. Созданы предпосылки для развития средств виртуальной интеграции с ЦОХКИ ФИРЭ РАН, как структурного элемента системы EOSDIS (<https://earthdata.nasa.gov/>), архивами продуктов обработки спутниковых радиотепловых данных университета Монтаны, США ([http://files.ntsg.umt.edu/data/LPDR\\_v2/](http://files.ntsg.umt.edu/data/LPDR_v2/)) и Института космических исследований РАН ([http://www.iki.rssi.ru/asp/dep\\_coll.htm](http://www.iki.rssi.ru/asp/dep_coll.htm)), см. [Ермаков, Чернушич, 2017б].

При реализации удаленной обработки информации в ИКАР важную роль играет контроль доступности виртуально интегрированных данных, нарушение которой может быть вызвано сменой формата, версии и режима доступа. Так в 2017 г. дважды возникала необходимость модификации загрузчиков данных архива компании Remote Sensing Systems ([www.remss.com](http://www.remss.com)) в связи с переходом компании с анонимного режима доступа по протоколу ftp к авторизованному и сменой версии продукта (температуры поверхности океана) при одновременном изменении структуры директорий и внедрении нового формата представления (netcdf). Как правило, устранение выявляемых проблем требует индивидуального подхода, что обуславливает дополнительные трудозатраты. Следует отметить, что указанное обстоятельство генетически присуще идеологии виртуальной интеграции и может быть устранено только путем тесной кооперации между архивными центрами и геопорталами.

Исполнение операций над виртуально интегрированными данными в ИКАР возможно не только с помощью графических, но и экспортируемых им программных интерфейсов (<http://fire.fryazino.net/tpw/Software.aspx>). Результаты расчетов, включая заказ данных, могут быть виртуально интегрированы сторонними геопорталами. Так ИКАР может быть использован другими геопорталами как шлюз виртуализации распределенных сетевых ресурсов на базе унифицированного программного интерфейса.

## 6.2. Геопортал спутникового радиотепловидения: описание данных и сервисов

Актуальность очерченного выше направления исследований подтверждается и развитием специализированных геопорталов, представляющих продукты интерполяционной обработки спутниковых данных. Среди них следует выделить геопортал MIMIC-TPW Центра космической науки и техники (SSEC) Висконсинского университета в Мэдисоне, США (<http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mimic-tpw/global2/main.html>), основанный на подходе [Wimmers, Velden, 2011]. Представленный в диссертационной работе геопортал спутникового радиотепловидения отличается в двух важных аспектах. Во-первых, применена оригинальная схема интерполяционной обработки, что обеспечивает возможность расширения номенклатуры продуктов принципиально новыми типами [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2014а]. Во-вторых, архитектура геопортала является существенным эволюционным шагом по сравнению с ранним подходом [Ермаков и др., 2007] и учитывает наиболее современные тенденции в этой области [Лупян и др., 2012; Savorskiy et al., 2014]. В ее основу заложена идея о динамической интерактивной генерации продуктов по запросам пользователей; обеспечен потенциал развития, связанный с виртуализацией источников данных и процедур обработки, организацией высокоэффективной распределенной обработки больших массивов информации ДЗЗ.

Одной из основных задач геопортала является эффективное обеспечение пользователей данными о состояниях геофизических полей атмосферы в произвольные моменты времени. Очевидно, что такая задача не может быть решена путем заблаговременного расчета конечных продуктов для всех возможных вариантов запросов. Следовательно, геопортал должен иметь инструментарий динамической генерации продуктов на основе некоторого базового набора данных. Базовый набор данных хранится в базе данных геопортала, а конечные продукты имеют ограниченное время жизни в виртуальном пользовательском окружении, откуда могут быть записаны в файл на компьютере пользователя.

Базовый набор данных не тождественен исходным данным и продуктам спутникового радиотеплового мониторинга. В этом случае полный цикл обработки занимал бы существенное время (так, интерполяционная обработка годового объема информации требует сейчас около суток вычислений по каждому типу продуктов). В ряде актуальных задач ДЗЗ (оперативный мониторинг атмосферных катастроф, исследование синоптических процессов и климатических изменений) существенна минимизация потерь времени, связанных с информационным обеспечением пользователей, либо по причине быстрого развития наблюдаемых процессов, либо из-за необходимости потоковой обработки сверхбольших массивов данных. Поэтому базовый набор данных должен, с одной стороны, представлять собой продукт достаточно глубокой предварительной обработки исходных данных, а с другой, при разумных ограничениях по объему обеспечивать возможность многократного использования для эффективной генерации конечных пользовательских продуктов. Далее такой базовый набор данных, дополненный необходимыми метаданными, называется «опорной коллекцией».

Сказанное выше иллюстрирует рисунок 6.1. На нем представлены три уровня обработки данных: уровень внешних источников; уровень геопортала; пользовательский уровень. Переход между уровнями осуществляется с помощью соответствующих программных инструментов (процедур) геопортала. Следует отметить, что указанные уровни не соответствуют общепринятым классификациям по NASA или CEOS, см. [Лупян, Саворский, 2012], а отражают специфику работы геопортала, т.к. уже на первой стадии обработки могут усваиваться данные различных (как правило, третьего или второго) уровней по стандартным классификациям.

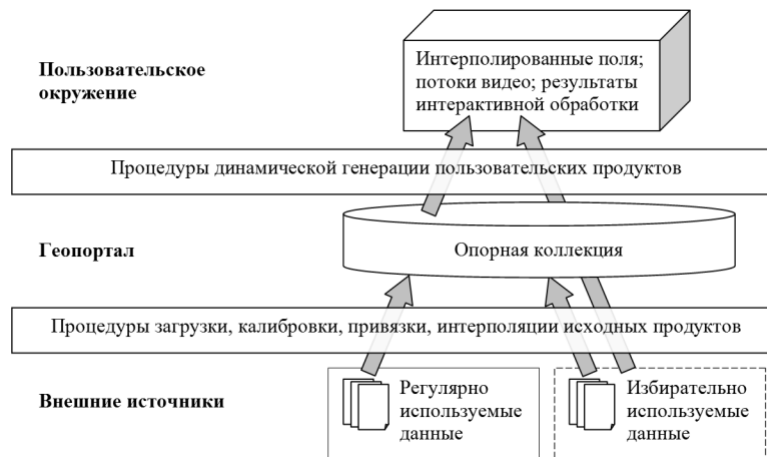


Рисунок 6.1 – Базовая архитектурная схема геопортала; переход между уровнями данных, соответствующими внешним источникам, серверам геопортала и пользовательскому окружению, осуществляется с помощью специализированных процедур геопортала

Уровень внешних источников представлен свободно распространяемыми продуктами спутникового дистанционного мониторинга. Ассоциирование этих данных с геопорталом условно: оно выражается тем фактом, что геопортал оснащен процедурами загрузки, декодирования, пространственно-временной привязки и калибровки этих данных, допускающими полную автоматизацию. При этом часть данных используется приоритетно и на регулярной основе для пополнения опорной коллекции с помощью интерполяционных процедур. Другая часть данных может использоваться избирательно: либо в качестве дополнительной информации при расчете опорной коллекции, либо в целях дальнейшего совместного анализа по запросам пользователя.

Уровню геопортала соответствует содержимое его базы данных, включающее опорную коллекцию. Опорная коллекция представляет собой последовательность глобальных геофизических полей атмосферы на сетке  $0,25^\circ$ , интерполированных с шагом по времени 3 часа с помощью процедур спутникового радиотепловидения. Дополнительно рассчитываются векторные поля адвекции, наблюдаемой в полях геофизических параметров за соответствующие интервалы времени.



На пользовательском уровне существуют генерируемые по запросам продукты. К ним, в частности, относятся геофизические поля, интерполируемые на произвольный момент времени на основе данных опорной коллекции, а также результаты совместной обработки этих данных с различными данными из внешних источников.

Далее характеристики данных всех трех уровней рассмотрены более подробно.

### 6.2.1. Внешние источники

Основным внешним источником данных для геопортала в настоящее время служит открытый электронный архив компании Remote Sensing Systems, США (RSS, [www.remss.com](http://www.remss.com)). Продукты RSS содержат суточные поля восстановленных геофизических параметров атмосферы (интегрального влагосодержания, полного водозапаса облаков и т.д.) на сетке  $0,25^\circ$  по данным спутниковых сканирующих радиометров SSM/I, SSMIS, WindSat, AMSR-E, AMSR-2. В качестве основных за разные годы наблюдений в интервале 2004 – 2015 гг. для построения опорной коллекции использованы данные приборов SSM/I (спутники F13, F14, F15 миссии DMSP), SSMIS (F16, F17), WindSat (Coriolis). В качестве дополнительных использованы данные SSM/I (F15), AMSR-E (Aqua) и AMSR2 (GCOM-W1). В качестве примера на рисунке 6.2 приведена диаграмма использования этих данных за 2004 – 2016 гг. по [Ермаков, Чернушич, Шарков, 2016]. Заштрихованные полосы на ней показывают временные диапазоны наблюдений, в которых данные соответствующего прибора использованы на регулярной основе. Полосы без штриховки соответствуют доступным, но использованным избирательно данным. Вертикальные линии отмечают узкие временные интервалы, перечисленные в Таблице 6.1, где потребовалось такое избирательное дополнение используемых на постоянной основе данных в связи со значительными пропусками информации в последних.

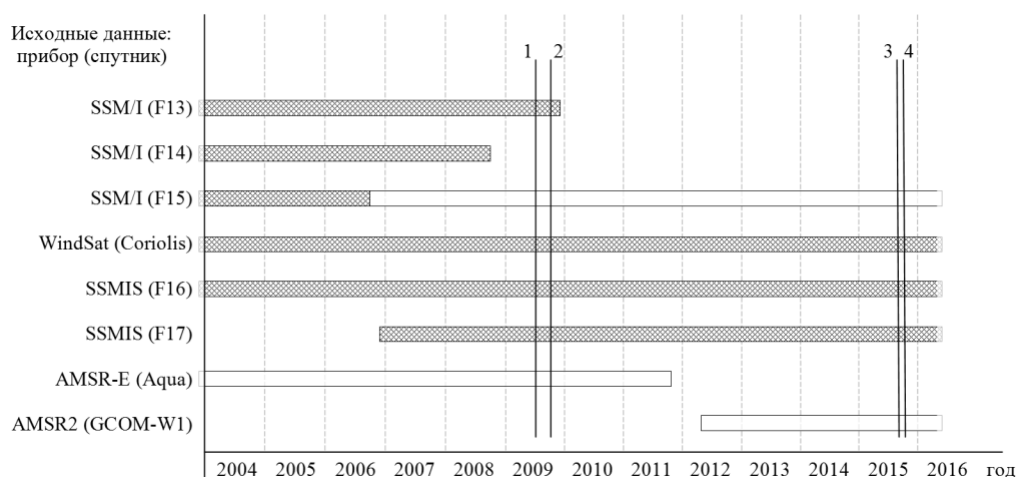


Рисунок 6.2 – Диаграмма использования продуктов RSS при построении опорной коллекции геопортала: на регулярной основе используются продукты, обозначенные заштрихованными полосами; вертикальными нумерованными линиями показаны интервалы привлечения дополнительных данных (белые полосы), см. Таблицу 6.1.

Таблица 6.1. Дополнение основных данных в проблемных интервалах, показанных на рисунке 6.2

Интервал		Основные данные: прибор (спутник)	Дополнительные данные: прибор (спутник)
№	Даты начала и окончания		
1	30.06.2009 – 30.06.2009	SSM/I (F13), SSMIS (F16, F17), WindSat (Coriolis)	SSM/I (F15)
2	18.09.2009 – 18.09.2009	SSM/I (F13), SSMIS (F16, F17), WindSat (Coriolis)	AMSR-E (Aqua), SSM/I (F15)
3	05.08.2015 – 05.08.2015	SSMIS (F16, F17), WindSat (Coriolis)	AMSR-2 (GCOM-W1), SSM/I (F15)
4	01.09.2015 – 02.09.2015	SSMIS (F16, F17), WindSat (Coriolis)	AMSR-2 (GCOM-W1), SSM/I (F15)

Как видно на рисунке 6.2 и в Таблице 6.1, даже на длительном интервале наблюдений случаи существенных пропусков в регулярно используемых данных RSS единичны. В связи с этим не был выработан общий подход к проблеме заполнения таких пропусков; каждый случай рассматривался в индивидуальном порядке. Так, для данных 2015 года был применен итеративный алгоритм спутникового радиотепловидения [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016а]. В целом, для каждого случая было выработано решение, позволившее непрерывно продолжить ряд полей опорной коллекции с шагом 3 часа при полном покрытии расчетной сетки над Мировым океаном.

Определенным недостатком реализованного инструментария геопортала является зависимость от единого основного источника данных – архива RSS. Следует отметить, что это ограничение не является фундаментальным.

Функционал геопортала может быть легко перестроен на альтернативные источники данных, в том числе отечественных спутниковых приборов. Критическими показателями в этом вопросе являются качество, объем и регулярность получения таких данных на длительных интервалах наблюдений.

### 6.2.2. Опорная коллекция

Методика построения опорной коллекции по перечисленным выше данным внешних источников описана в [Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015; Ермаков, 2018] и цитированных там работах. Точность интерполяционной методики проанализирована в [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2015a] и найдена удовлетворительной для широкого круга задач ДЗЗ. При построении опорной коллекции не ставилась задача достижения столь высокой пространственно-временной детализации полей, какую можно обеспечить при анализе сравнительно кратких серий наблюдений [Ermakov, Sharkov, Chernushich, 2015]. Приоритетом были максимальная автоматизация обработки больших массивов данных (все случаи, потребовавшие дополнительного вмешательства оператора, перечислены в Таблице 6.1) и разумное ограничение опорной коллекции по объему. С другой стороны временной шаг в 3 – 6 часов представляется достаточным для исследования крупномасштабной динамики синоптических и климатических процессов, а оценка всех промежуточных состояний атмосферы в трехчасовых интервалах на сетке  $0,25^\circ$  реализуется на основе данных опорной коллекции с помощью простых процедур типа оптимальной интерполяции по времени [Ермаков, Шарков, Чернушич, 2016a].

По типу продуктов опорная коллекция в настоящий момент подразделяется на поля интегрального влагосодержания атмосферы (TPW), полного водозапаса облаков (CLW) и ряда других [Ермаков, Чернушич, 2017б], охватывающие непрерывный интервал наблюдений за 2003 – 2017 гг. Осуществляется расширение номенклатуры продуктов. Также производится регулярное наращивание временного охвата наблюдений по всей номенклатуре продуктов по мере накопления необходимых данных из внешних источников.

### 6.2.3. Продукты пользовательского уровня

Продукты пользовательского уровня генерируются динамически по запросам пользователей на основе данных опорой коллекции и (в перспективе) дополнительно привлекаемых данных внешних источников. Продукты представляют собой расчетные поля на глобальной сетке  $0,25^\circ$ . Основными параметрами запроса являются расчетный момент времени, тип продукта (TPW, CLW, WND, ADV), вид дополнительной интерполяции по времени (loc, lwt, utc). Последний указанный параметр управляет динамической генерацией продуктов следующим образом. При выборе типа loc осуществляется формирование запрашиваемого поля по данным опорной коллекции, наиболее близким по *местному* времени в каждом узле сетки к указанному пользователем моменту времени; дополнительная интерполяция по времени не выполняется. При выборе типа lwt для каждого узла сетки осуществляется поиск наиболее близких по местному времени данных из опорной коллекции до и после указанного пользователем момента времени; затем производится интерполяция на указанный момент времени. При выборе типа utc производится отбор и интерполяция данных опорной коллекции так, что значения во всех узлах сетки соответствуют одному и тому же моменту единого времени, совпадающему с временем, указанным пользователем, на нулевом меридиане. Таким образом, динамически генерируются как «развертки по времени», которые можно интерпретировать как результаты измерений некоторым виртуальным спутником на солнечно-синхронной орбите, так и мгновенные глобальные состояния запрашиваемого геофизического параметра в произвольный момент времени.

### 6.2.4. Выходной формат файлов продуктов пользовательского уровня

Конечные продукты распространяются в виде файлов растровых изображений, содержащих матрицу калиброванных данных, дополненную спереди стандартным заголовком для непосредственной визуализации данных в цветовой палитре. Размер заголовка 1078 байтов. Размер матрицы данных – 720 строк по 1440 значений; значение  $B$  в каждом узле сетки  $0,25^\circ$  кодируется одним

байтом и приводится к физическому значению в абсолютных единицах измерения с помощью линейной нормировки. Технические детали калибровки, пространственно-временной привязки и формата файлов продуктов опубликованы в работе [Ермаков, Чернушич, Шарков, 2016] и разделе «Методика» на сайте геопортала (<http://fire.fryazino.net/tpw/Radiothermovation.aspx>).

#### 6.2.5. Сетевые сервисы

В настоящее время геопортал оснащен базовыми сетевыми сервисами, типологически соответствующими стандартным инструментам предварительного просмотра и поиска и заказа данных. Функции просмотра соответствует динамическая визуализация данных в режиме потокового видео, просматриваемого в видеоплеере. Предусмотрены обычные функции запуска воспроизведения (с шагом 3 часа на один видеокادر), приостановки воспроизведения и установки на произвольный момент времени. Дополнительные элементы управления позволяют выбрать год и тип продукта (TPW, CLW, WND, ADV). Возможно воспроизведение в полноэкранном формате. Качество изображения оптимизируется динамически в зависимости от пропускной способности соединения. Режим визуализации позволяет выполнить предварительный экспресс-анализ данных, отбор временных интервалов, зон интереса, выбор и локализацию конкретных объектов исследования.

Функция поиска и заказа полей дополнена элементами управления, позволяющими более точно установить время наблюдений, см. рисунок 6.3. После выбора времени и типа продукта пользователь инициирует поиск и генерацию данных выбором типа интерполяции (loc, ltw, utc, см. выше) с помощью кнопок справа от окна изображения. Готовый продукт выводится в окно изображения и может быть сохранен в файл на компьютере пользователя нажатием кнопки «Save».



Рисунок 6.3 – Страница заказа пользовательских продуктов (интерполированных геофизических полей атмосферы над Мировым океаном) геопортала спутникового радиотепловидения

Архитектурная ориентированность геопортала на динамическую генерацию пользовательских продуктов и реализованный базовый инструментарий открывают перспективы развития принципиально новых сетевых сервисов, как с точки зрения расширения номенклатуры конечных продуктов, так и с точки зрения организации работы удаленных пользователей с распределенными данными ДЗЗ. В качестве примера в следующем разделе рассмотрен реализованный и функционирующий в онлайн-режиме сервис ИКАР.

### 6.3. Сетевой сервис ИКАР: удаленная обработка виртуально интегрированных данных

Настоящий раздел описывает интерфейсные и технологические принципы, заложенные в основу проекта ИКАР. Углубленное рассмотрение отдельных деталей программно-алгоритмической реализации содержит работа [Ермаков, Чернушич, 2017a]. Существенной проблемой традиционных интерфейсных и программных решений, применяемых при организации геопорталов, является обеспечение функциональной масштабируемости [Толпин и др., 2011; Resch, Zimmer, 2013]. Наибольшее распространение получил подход, ограничивающий возможности обработки данных некоторым фиксированным набором инструментов. Благодаря этому ограничению удается, с одной стороны,

гарантировать корректную работу с исходным и расширяемым в процессе конвейерной обработки множеством данных, а с другой – обеспечить каждый из инструментов удобным графическим пользовательским интерфейсом. Однако такое ограничение представляется излишне жестким. Оно препятствует не только введению в анализ собственных процедур обработки, но и, в ряде случаев, адекватной настройке имеющихся.

Особенно остро эта проблема проявляется при наличии сложных узкоспециализированных процедур, представляющих наибольший интерес при глубоком тематическом анализе данных. Как правило, декомпозиция таких процедур сложна и/или неэффективна, так как результаты промежуточной обработки не имеют смысла вне контекста конкретной задачи. С другой стороны, по мере усложнения алгоритма обработки число его потенциально востребованных модификаций возрастает почти неограниченно, что резко снижает эффективность применения стандартных интерфейсов. Возможный подход к преодолению очерченной проблемы предложен в проекте ИКАР, ориентированном на комплексную тематическую обработку распределенных геоданных.

### 6.3.1. Интерфейсное решение

Одним из приоритетов проекта была разработка достаточно гибкого интерфейса, позволяющего описывать и модифицировать не только стандартные инструменты анализа больших массивов данных (срезы, подмножества, гистограммы распределений, статистики и т.п.), но и сложные связи между различными типами данных, представляемые в аналитическом виде.

Распространенные графические пользовательские интерфейсы, как указано выше, не обеспечивают необходимой степени гибкости. Универсальным представлением алгоритма из аналитически описанных шагов расчета является программный код на некотором языке программирования. Класс решений, рассматривающий в качестве объекта сетевого обмена не только данные, но и процедуры их разработки, соответствует наиболее современным тенденциям

развития технологий распределенной обработки информации, см., например, работы [Savorskiy et al., 2014; Биктимиров, Елизаров, Щербаков, 2016] и цитируемую в них литературу. Проект ИКАР был нацелен на разработку максимально простого в применении решения, не требующего от пользователя навыков программирования. В итоге была предложена и реализована идея калькулятора над таблично описанными данными. В основу было положено предположение о том, что все пространственные данные, потенциально используемые в проекте ИКАР, имеют привязку по времени и могут быть без существенной потери точности и информативности интерполированы на общую расчетную сетку. Сетка имеет 1440 узлов по горизонтали и 720 узлов по вертикали и дает полное покрытие Земли с постоянным шагом между узлами  $0,25^\circ$ . Вычисления, задаваемые вводимой в текстовом виде формулой, производятся независимо в каждом узле сетки. В результате формируется массив значений, определенный на той же расчетной сетке. Для удобства визуализации итоговые значения с помощью линейного преобразования приводятся к диапазону от 0 до 250 и округляются до целых, после чего отображаются на экране в виде растрового изображения с заданной цветовой палитрой и могут быть сохранены на компьютер пользователя в файл bmp стандартного формата. Коэффициенты калибровки сохраняются в том же файле, как подробно описано в документации на странице проекта ИКАР (<http://fire.fryazino.net/tpw/AboutIcar.aspx>), для возможности обратного пересчета к калиброванным значениям [Ермаков, Чернушич, 2017б].

Таким образом, как и в стандартном калькуляторе, реализована возможность организации вычислений путем их аналитического описания в виде текстовой строки (набора строк). Первым принципиальным расширением базового функционала является возможность введения в выражение наряду с константами переменных двух типов – простых скалярных переменных (например, содержащих номера строк, метки времени и т.п.) и трехмерных массивов (например, полей геофизических параметров на заданный момент времени). Эта возможность проиллюстрирована на двух элементарных примерах.



В качестве первого примера рассмотрена формула с простой скалярной переменной. Ее запись в ИКАР выглядит следующим образом:

$$R[x, y, t] = x, \quad (6.1)$$

где  $R$  – имя результата (некоторая разрешенная комбинация букв и цифр), квадратные скобки означают, что предшествующая переменная описывает массив (результат определен во всех узлах сетки для расчетного момента времени),  $x$  – номер столбца (горизонтальная координата узлов сетки),  $y$  – номер строки (вертикальная координата узлов сетки),  $t$  – расчетный момент времени (задается пользователем с помощью интерфейсного элемента типа стандартного календаря и исчисляется в сутках и долях суток от полуночи 1.01.1990). Выражение (6.1) приравнивает результат в каждом узле сетки горизонтальной координате соответствующего узла. После перенормировки значения  $R$  монотонно растут по горизонтали от 0 до 250, так что на экране, фактически, будет визуализирована используемая цветовая шкала (рисунок 6.4а).

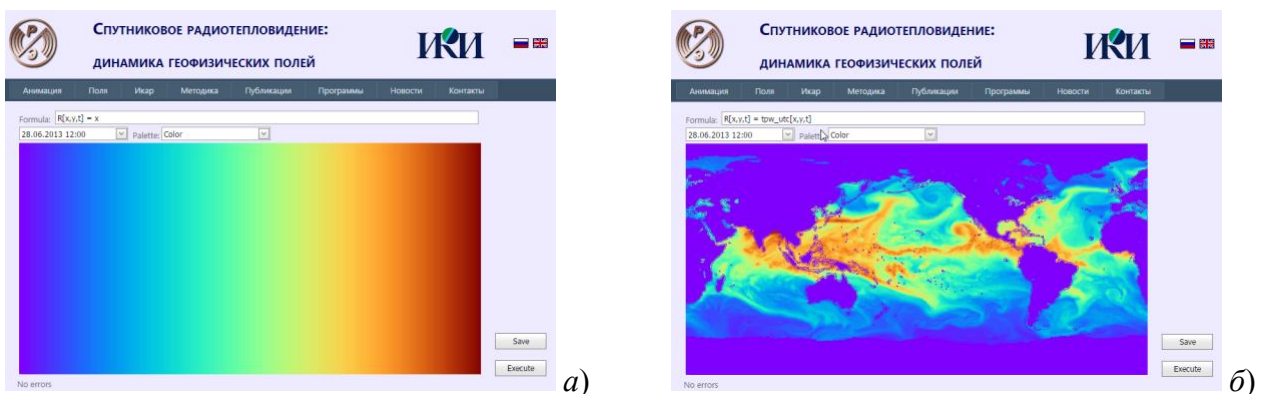


Рисунок 6.4 – Визуализация расчета а) по формуле (6.1); б) по формуле (6.2).

В качестве второго примера рассмотрена формула с трехмерным массивом:

$$R[x, y, t] = tpw\_utc[x, y, t]. \quad (6.2)$$

В данном случае значение  $R$  в каждом узле совпадает со значением интегрального влагосодержания атмосферы, вычисленного в том же узле и для заданного пользователем момента времени (рисунок 6.4б). Имя массива (в данном случае, `trw_utc`) уникально для каждого типа продукта, который, в свою очередь, определяется не только типом геофизического параметра, но и происхождением (источником данных), способом пространственно-временной привязки и т.д. Подробнее этот вопрос рассмотрен в [Ермаков, Чернушич, 2017а].

Другими важными расширениями синтаксиса выражений в ИКАР являются условный оператор (оператор ветвления) и возможность определения пользователем новых функций. Оператор ветвления соответствует широко применяемой записи с фигурной скобкой, при которой процесс вычисления конечного результата управляется одним или несколькими условиями. Так, например, приведенная ниже формула в синтаксисе ИКАР

$$R[x, y, t] = (x > y) ? x : y \quad (6.3)$$

означает

$$R[x, y, t] = \begin{cases} x, & x > y \\ y, & x \leq y \end{cases} \quad (6.4)$$

Возможность введения определяемых пользователем функций является стандартным способом расширения синтаксиса выражений, направленным на упрощение записи сложных выражений, в том числе, неоднократно использующих однотипную последовательность вычислений. В качестве примера далее рассмотрена следующая формула:

$$R[x, y, t] = (d(x, y, t) > 0.2) ? d(x, y, t) : 0; \quad d(x, y, t) = \text{rss\_sst}[x, y, t] - \text{rss\_sst}[x, y, t - 100]. \quad (6.5)$$

Результат вычислений равен разности между температурами поверхности океана ( $rss\_sst$ ) в заданную дату и за 100 суток до нее в той же точке, если эта разность превосходит  $0,2^{\circ}\text{C}$ , а в противном случае приравнивается 0. Для компактности введена функция разности температур  $d(x,y,t)$ , которая сначала используется в выражении и лишь затем определяется в явном виде (после точки с запятой). Рисунок 6.5а иллюстрирует результат вычислений (6.5) при заданной текущей дате 28.08.2013. Пользователь имеет возможность изменить дату с помощью стандартного интерфейсного элемента типа календаря, чем обеспечивается возможность применения одной и той же расчетной формулы для произвольного момента времени (при доступности соответствующей спутниковой или иной входной информации). Рисунок 6.5б иллюстрирует новый результат вычислений по (6.5) при смене даты на 28.02.2013.

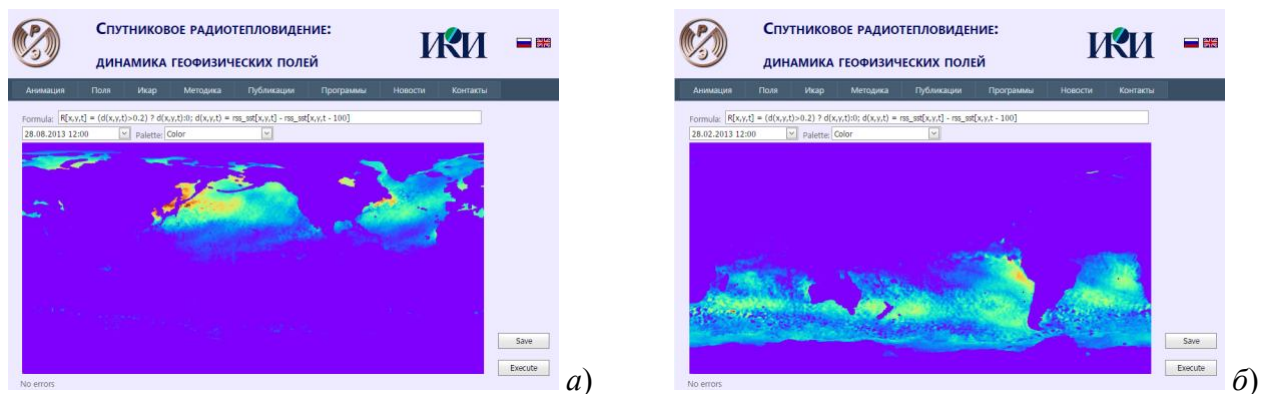


Рисунок 6.5 – Визуализация расчета (6.5) для дат: а) 28.08.2013; б) 28.02.2013.

В следующем разделе приведено формальное описание класса текстовых строк, интерпретируемых ИКАР.

### 6.3.2. Синтаксис и семантика ИКАР

Описание синтаксиса и семантики интерпретируемых в ИКАР текстовых строк удобно объединить на основе синтаксических графов (диаграмм Вирта)

[Wirth, 1976]. Более детально ряд формальных особенностей оговорен в [Ермаков, Чернушич, 2017a].

Интерпретируемый ИКАР текст (последовательность символов) состоит из основной *формулы*, связывающей результат с *выражением* и, возможно, одним или несколькими определениями *функций*, каждое из которых аналогично основной формуле, но вместо символического обозначения результата начинается символическим обозначением ранее использованной в выражениях функции. Каждое новое определение функции отделено от предшествующего текста точкой с запятой. Таким образом, весь текст состоит из набора строк, отделенных друг от друга точкой с запятой, причем первая строка является *формулой*, а остальные (при наличии) являются декларациями *функций*. Поэтому достаточно привести полные описания синтаксиса и семантики *формулы* и *функции* по отдельности.

Диаграмма на рисунке 6.6 дает полное описание строки, соответствующее понятию *формулы* в ИКАР. По предложенному Виртом способу уточнение идет в направлении от общего к частному, при этом элементарные термины (лексемы) представлены в овальных рамках, а составные – в прямоугольных.

Как показано на рисунке 6.6, в формуле последовательно перечисляются: символическое имя результата, его *параметры* в квадратных скобках и собственно вычисляемое *выражение* после знака «равно». *Параметры* содержат имена скалярных переменных, соответствующих номеру столбца (номеру узла в строке), номеру строки и моменту времени. Для первых двух переменных допускается также задание диапазона изменений (минимального и максимального значений). По умолчанию диапазон изменений охватывает всю расчетную сетку. Имена переменных назначаются пользователем произвольно и могут быть в дальнейшем использованы в вычисляемых выражениях.

В свою очередь, *выражение* состоит из одной *части*, либо из двух *частей*, объединенных логическим *условием*: «равно», «не равно», «меньше», «больше», «меньше или равно», «больше или равно». В последнем случае выражение считается равным единице, если записанное в нем условие выполняется, и нулем, если условие не выполняется.

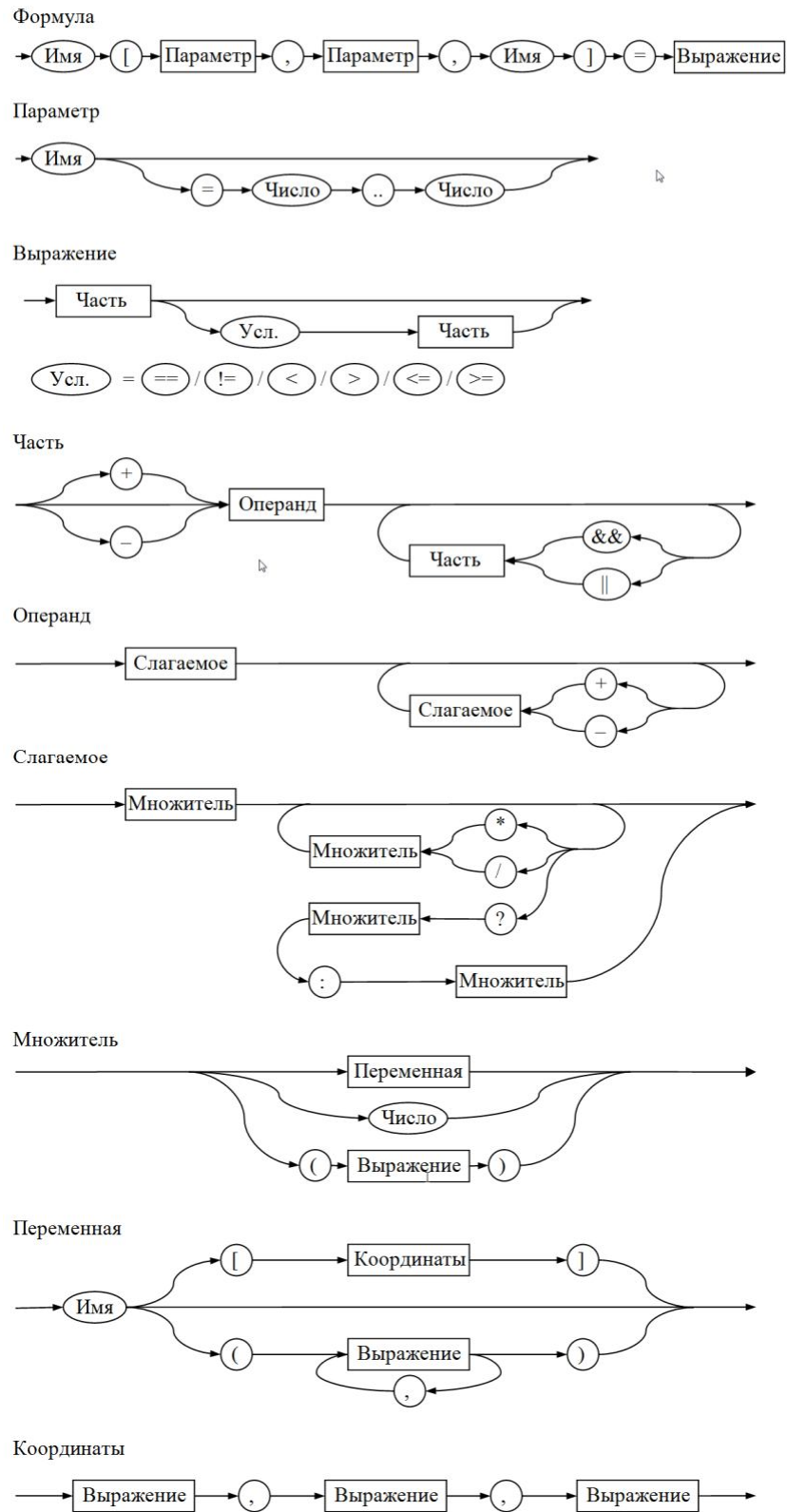


Рисунок 6.6 – Синтаксический граф для понятия «формула» в ИКАР

*Часть* выражения определяется рекурсивно. Она может состоять из одного *операнда* (возможно, с предшествующим ему знаком «плюс» или «минус») или объединяться с другими *частями* с помощью логических операторов конъюнкции («И», «&&») и/или дизъюнкции («ИЛИ», «||»). Синтаксический разбор составных частей осуществляется до их полной декомпозиции на операнды, объединенные логическими операциями.

*Операнд* представляет собой *слагаемое* или несколько *слагаемых*, связанных операторами сложения и/или вычитания.

*Слагаемое* представляет собой *множитель* или несколько множителей, объединенных операторами умножения и/или деления, и может быть дополнительно завершено операцией ветвления, состоящей из символа «?», *множителя*, символа «>» и *множителя* альтернативы. Правило вычисления результата в операции ветвления таково: если значение множителя, предшествующего знаку «?», отлично от нуля, то результатом является значение *множителя*, непосредственно следующего за знаком «?»; в противном случае результатом является значение *множителя*, следующего за знаком «>» (альтернативы), см. также описание к формулам (6.3) и (6.5).

*Множитель* может представлять собой *переменную*, число или новое *выражение* в круглых скобках.

*Переменная* может быть представлена одним *именем* (соответствует простой скалярной величине), либо *именем* с *координатами* в квадратных скобках (соответствует трехмерному массиву), либо *именем* с *выражением* или несколькими перечисленными через запятую *выражениями* в круглых скобках (соответствует функции одной или нескольких переменных).

*Координаты* представляют собой последовательность из трех *выражений*, разделенных запятыми.

Таким образом, синтаксический разбор формулы по изображенным на схеме рисунка 6.6 правилам позволяет либо представить конечный результат в виде композиции логических и арифметических операций над значениями переменных, массивов и функций, либо выявить в формуле синтаксическую

ошибку. Приоритет операций, в основном, также определен указанными синтаксическими правилами: наибольший – у операций деления и умножения, ниже – у операций сложения и вычитания, еще ниже – у логических операций конъюнкции и дизъюнкции (дополнительно принято, что приоритет первой из них выше), самый низкий – у операций сравнения. Операции с равным приоритетом выполняются в порядке перечисления в выражении (слева направо).

Для замыкания вычислительной схемы необходимо дополнительно определить способ получения значений входных данных – простых переменных, массивов и функций.

Принято, что в *выражениях* ИКАР могут фигурировать только простые переменные, соответствующие параметрам результата (номеру узла, номеру строки и момента времени) или формальным параметрам функции (внутри ее определения). При этом в ходе вычислений значения номера узла и номера строки последовательно пробегают по диапазонам разрешенных значений, и для каждого сочетания номеров узла и строки производится расчет по формуле. Момент времени фиксируется до начала вычислений и может быть установлен пользователем с помощью графического интерфейса ИКАР, как описано выше. Инициализация параметров функции происходит перед ее вызовом из вычисляемого выражения. Таким образом, в любой момент вычислений значения всех простых переменных однозначно определены.

Массивы в ИКАР представляют собой семейства матриц, параметризованных моментом времени. Для установленного пользователем момента времени каждый массив является набором значений, определенных во всех узлах расчетной сетки 1440 (столбцов) x 720 (строк). При установке нового момента времени значения массива, вообще говоря, требуют обновления. Массив представляет собой удобный способ описания некоторого двумерного поля (поля геофизического параметра), меняющегося во времени. Для указания на конкретный геофизический параметр используется уникальное имя массива [Ермаков, Чернушич, 2017а]. Таким образом, в формулах ИКАР разрешено использование массивов с именами из ограниченного, заранее определенного

набора, каждое из которых соответствует определенному продукту. Продукт может либо храниться на сервере геопортала спутникового радиотепловидения, либо быть результатом динамической генерации и/или виртуальной интеграции данных других архивов, баз спутниковых данных или геопорталов. Для обеспечения единообразного включения в формулы любых типов продуктов реализован унифицированный инструмент загрузки продуктов в процессе их использования в расчетах.

ИКАР допускает использование двух типов функций: библиотечных и пользовательских. Библиотечные функции имеют заранее определенные имена и фиксированное (вообще говоря, различное для разных функций) число параметров. Полный набор описан на сайте проекта (<http://fire.fryazino.net/tpw/AboutIcar.aspx>).

Пользовательские функции являются одним из традиционных способов расширения синтаксиса для более компактного и удобного описания процедуры расчета, а также для организации нетривиальных способов вычислений, например, рекурсии. Особенностью синтаксиса ИКАР является то, что допускается употребление функций в вычисляемых выражениях до ее формального определения. Безусловным требованием является строгое соответствие вызова функции ее определению (т.е. точное совпадение имени функции и числа параметров). В качестве примера см. описание формулы (6.5). Определение синтаксиса и семантики функции в ИКАР сравнительно просто и описано в [Ермаков, Чернушич, 2017а].

### 6.3.3. Программная реализация

Программная реализация ИКАР построена на принципе частичной компиляции и вычислениях на стеке, как подробно описано в [Ермаков, Чернушич, 2017а]. Частичная компиляция состоит в переводе главной формулы и определений функций в стековое представление и формировании таблиц имен. Исполнение осуществляется с помощью программных интерпретаторов, работающих по принципу стековых машин. В начале исполнения организуются



два вложенных цикла. Внешний цикл меняет текущее значение номера строки (второго аргумента результата) от минимального значения до максимального. Внутренний цикл меняет значения номера столбца. Для каждого сочетания номеров столбца и строки осуществляется вызов программного интерпретатора, относящегося к главной формуле. Во временную память интерпретатора, предназначенную для хранения параметров (номеров строки и столбца и момента времени), заносятся их текущие значения. Программный интерпретатор делает копии своих стеков операций и данных (т.к. они будут меняться в ходе исполнения и должны быть восстановлены при вызове со следующим набором параметров). Затем программный интерпретатор снимает первую операцию с вершины стека операций и начинает рекурсивное вычисление результата по схеме, описанной выше. Вычисленное значение заносится в элемент массива во временной памяти, отведенный для хранения результата. Индекс элемента определяется текущими номерами столбца и строки.

При достижении интерпретатором операции вызова пользовательской функции исполнение продолжается рекурсивно. Сначала определяется число аргументов и осуществляется вычисление их значений. Далее управление передается новому программному интерпретатору, работающему с копиями стеков операций и данных (и таблицей имен), построенных для соответствующей функции. При этом временная память интерпретатора инициализируется вычисленными значениями параметров функции. При получении окончательного результата управление возвращается программному интерпретатору, инициировавшему вызов функции. Программный интерпретатор библиотечной функции не работает со стеками. Процедура вычисления результата в этом случае жестко зафиксирована в программном коде, и интерпретатор вызывает ее с переданными ему значениями параметров.

При достижении интерпретатором операции получения значения массива происходит вызов соответствующего *загрузчика* данных. В начале работы загрузчик проверяет, не были ли запрашиваемые данные уже загружены ранее. При первом запросе загрузчик вызывает процедуру загрузки, специфическую для

каждого типа данных. В общем случае, загрузка может состоять в установлении связи с удаленным сервером по одному из стандартных протоколов сетевого обмена (ftp, http и т.п.), получении требуемых файлов данных, их распаковке, декодировании и пространственно-временной привязке с интерполяцией на общую расчетную сетку. Таким образом, процедура запроса данных может составлять существенную часть времени исполнения, при этом она выполняется многократно (как минимум, по одному разу для каждого возможного сочетания индексов узлов сетки). Поэтому все загружаемые в рамках одного сеанса работы данные временно сохраняются на сервере геопортала и сразу готовы к работе при повторном запросе. Проверка готовности запрашиваемых данных состоит в построении уникального идентификатора данных по имени массива (типу данных) и текущему моменту времени и в поиске адреса во временной памяти, ассоциированного с этим идентификатором. Если такой адрес обнаружен, загрузчик сразу обращается к данным по этому адресу. В противном случае загрузчик выполняет полную процедуру загрузки, строит новый идентификатор данных и связывает его с областью памяти, отведенной под вновь загруженные данные.

#### 6.3.4. Обеспечение данными и функциональное наполнение

Как указано выше, в настоящее время в выражениях ИКАР могут быть использованы массивы данных различных типов. Их наиболее актуальное описание содержится на сайте проекта ИКАР (<http://fire.fryazino.net/tpw/AboutIcar.aspx>).

Основным источником данных для расчетов в ИКАР в настоящее время является геопортал спутникового радиотепловидения. Однако, благодаря унифицированной архитектуре загрузчиков обеспечена возможность использования данных из других архивов, баз данных и геопорталов по принципу виртуальной интеграции [Ермаков, Чернушич, 2017б].

Безусловно, важным аспектом проекта является обеспечение широкого набора библиотечных аналитических функций. Наиболее актуальный их список

также содержится на сайте проекта ИКАР (<http://fire.fryazino.net/tpw/AboutIcar.aspx>).

Возможность внедрения новых библиотечных функций обеспечена архитектурой программного интерпретатора. Добавление функции осуществляется путем интеграции в систему нового специфичного программного интерпретатора. Тем самым обеспечено неограниченное расширение функционала ИКАР и геопортала спутникового радиотепловидения.

#### **6.4. Практика использования реализованных программных решений**

Универсальность подхода, заложенного в архитектуру геопортала спутникового радиотепловидения и проекта ИКАР, проявляется в возможности организации вычислений как характерных для большинства геопорталов (различные статистические характеристики, профили, срезы данных, временные ряды и т.п.), так и специфических, направленных на решение конкретных практических задач. Важно, что в последнем случае сохраняется необходимая гибкость, позволяющая легко вносить произвольные модификации в расчетные выражения в интерактивном режиме, практически сразу отслеживая и сопоставляя результаты внесенных изменений. Таким образом, проект ИКАР может быть использован как для первичного анализа данных, так и для разработки, модификации и отладки алгоритма их обработки, а также для организации потоковой обработки больших массивов данных с использованием развитого алгоритма.

Для эффективной потоковой обработки на геопортале спутникового радиотепловидения реализована сетевая служба (веб-сервис), открывающая функциональный интерфейс к ИКАР. Функция передает на сервер расчетную формулу и расчетное время, а получает результат в виде массива на расчетной сетке или текстовое сообщение об ошибке. Таким образом, обеспечена возможность разработки клиентского приложения, выполняющего потоковую обработку с использованием функционала программного ядра ИКАР [Ермаков, Чернушич, 2017б].

Важно отметить особенность сетевого обмена данными при реализации вычислений в ИКАР, состоящую в том, что сетевой трафик между компьютером пользователя и сервером геопортала минимизирован. Пользователь передает на сервер только текст основной формулы и определения функций и получает только массив расчетных значений или текстовое сообщение об ошибке. Виртуальная интеграция данных осуществляется путем сетевого обмена между сервером геопортала и распределенными архивами и не влияет на объем трафика, передаваемого пользователю. Также важно, что передаваемый пользователем текст является одновременно и способом документации (описания и сохранения) алгоритма обработки. Этот текст может быть записан в текстовый файл и впоследствии использован повторно как в интерактивном сеансе работы, так и с помощью программы-клиента.

Работа [Ермаков, Чернушич, 2017а] содержит иллюстрацию практического использования ИКАР на примере расчета так называемого ТВ-критерия [Ростовцева, Гончаренко, 2014]. Другие примеры практических приложений обсуждены в контексте исследования атмосферных рек [Ермаков, 2017б].

Реализация потоковой обработки с помощью функционального инструментария геопортала дает возможность широкомасштабного статистического анализа различных предлагаемых характеристик и критериев на длительных, климатически значимых интервалах радиотепловых спутниковых наблюдений.

По результатам описанных выше работ были получены четыре свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ [Ермаков, 2017в-е].

## **6.5. Выводы к Главе 6**

Приведенные в настоящей Главе результаты исследований касаются разработки и создания геопортала спутникового радиотепловидения

Разработанный и созданный геопортал спутникового радиотепловидения (<http://fire.fryazino.net/tpw/>) реализует процедуры удаленной работы с

глобальными полями ряда геофизических характеристик системы «океан-атмосфера» (интегральное влагосодержание атмосферы, полный водозапас облаков, скорость приводного ветра и т.д.) в непрерывном интервале наблюдений 2003 – 2017 гг. при полном пространственном покрытии акваторий Мирового океана на сетке  $0,25^\circ$ , а также интерактивной совместной обработки этих данных с информацией из других открытых источников средствами виртуальной интеграции. Перспективы использования геопортала связаны, в частности, с возможностью эффективной взаимной калибровки данных различных спутниковых приборов (в том числе, отечественных спутниковых радиометров серии МТВЗА), а также комплексного экспресс-анализа атмосферных процессов с помощью реализованных процедур динамической обработки и визуализации интегрированных в портал данных.

В совокупности полученные результаты **доказывают** выносимое на защиту **положение №7**.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе детально изложен развитый автором подход к обработке и анализу дистанционных данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли, приведший к формированию нового направления «спутникового радиотепловидения» в рамках исследований окружающей среды радиофизическими методами. Спутниковое радиотепловидение предлагает и реализует единый подход к обработке и анализу данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли как хронологической последовательности радиотепловых образов наблюдаемых процессов в системе океан-атмосфера с целью детального описания их динамики и эволюции расчетными временными рядами физических характеристик массо- и энергообмена. К настоящему времени, в частности, не предложено альтернативных подходов к вычислению адвективных потоков атмосферного скрытого тепла с достигнутыми полнотой и детальностью на основе замкнутой схемы анализа дистанционных данных спутникового радиотеплового мониторинга.

Основные результаты представленной работы таковы:

1. По предложенной и реализованной схеме интерполяционной обработки радиотепловых спутниковых данных выполнена обработка пятнадцатилетних рядов данных на основе глобальных измерений приборами SSM/I (спутники F13, F14, F15 серии DMSP), SSMIS (спутники F16, F17, F18 серии DMSP), Windsat (Coriolis), AMSR-E (Aqua), AMSR-2 (GCOM-W1). Показано, что обеспечиваемая реализованной схемой точность восстановления удовлетворительна для широкого спектра практических и фундаментальных применений. Проведено сопоставление полей интегрального влагосодержания атмосферы, восстановленных (без интерполяции) по данным измерений радиометром SSMIS со спутника F17 серии DMSP (США) и оптимально синхронизированных с ними по реализованной схеме обработки полей той же величины, исходно восстановленных по данным аналогичного прибора SSMIS на спутнике F16. Средняя невязка при выборке порядка  $10^7$  значений, равномерно распределенных по месту и времени на месячном интервале

измерений, составила  $0,8 \text{ кг/м}^2$  (при диапазоне возможных значений от 0 до  $75 \text{ кг/м}^2$ ), что близко к инструментально-алгоритмической погрешности восстановления данной величины (около  $0,5 \text{ кг/м}^2$ ) непосредственно из радиотепловых измерений. Путем численного моделирования, а также сопоставления интерполированных полей интегрального влагосодержания атмосферы с данными независимых наблюдений за тропическими циклонами подтверждена удовлетворительная (в пределах погрешности определения центра тропического циклона в радиотепловом поле) точность восстановления краткосрочной динамики полей интегрального влагосодержания атмосферы на мезо- и синоптических пространственных масштабах. **Перечисленные результаты доказывают вынесенное на защиту положение №1.**

2. Предложена и реализована в замкнутом виде относительно входных спутниковых данных методика расчета адвективных (горизонтальных) потоков атмосферного скрытого тепла. Благодаря этому, в частности, достигнута уникальная возможность независимой проверки и уточнения ряда теоретических оценок и предположений, до настоящего времени не имевших статистически обеспеченных экспериментальных подтверждений. **Эти результаты доказывают вынесенное на защиту положение №2.**
3. С помощью реализованной методики детального анализа полей интегрального влагосодержания атмосферы на примере более 10 тропических циклонов (ТЦ) показана связь эволюции ТЦ с адвекцией скрытого тепла из окружающей атмосферы к центру ТЦ: конвергентные (сходящиеся к центру) потоки тепла соответствуют интенсификации ТЦ, а дивергентные – диссипации. Вычисленные максимумы конвергентных потоков скрытого тепла (единицы Петаватт) на один-два порядка превосходят оценки для соответствующих вертикальных потоков от океана к ТЦ, принципиально согласуются с известными модельными представлениями и хорошо объясняют общий энергетический баланс ТЦ. С помощью реализованной методики применения сложных динамических контуров рассчитаны адвективные потоки скрытого тепла, организованные системой взаимодействующих тайфунов-близнецов, и

показано, что они определили характер эволюции рассмотренной системы.

**Перечисленные результаты доказывают вынесенное на защиту положение №3.**

4. С помощью реализованной методики совместного анализа полей интегрального влагосодержания атмосферы и композитных полей температуры поверхности океана на примере исследования урагана Alberto (2000), супертайфуна Haiyan (2013) и тропического шторма Podul (2013) показано, что в условиях почти идентичного состояния океана сценарии эволюции ТЦ могут существенно различаться (от быстрой интенсификации до квазистационарного режима и диссипации) в зависимости от величины и знака атмосферной адвекции скрытого тепла. **Результаты доказывают вынесенное на защиту положение №4.**
5. Предложенная методика обработки спутниковых радиотепловых дистанционных данных, основанная на совокупности реализованных алгоритмов спутникового радиотепловидения, позволила преодолеть основные трудности анализа нитевидной структуры глобальной атмосферной циркуляции и исследования атмосферных рек: фрагментации объектов исследования вследствие их значительной зональной протяженности и расхождения полос спутникового сканирования; пространственно-временного совмещения полей различных геофизических параметров для их совместного анализа; необходимости получения количественной информации о формируемых атмосферными реками потоках скрытого тепла. **Этот результат доказывает вынесенное на защиту положение №5.**
6. Выполненный на основе подхода спутникового радиотепловидения анализ глобальной атмосферной циркуляции на временном интервале 2003 – 2017 годов реалистично воспроизвел многие ее характерные элементы и параметры, такие как: зональную структуру, границы ячеек циркуляции, преобладание зонального переноса над меридиональным и характерные скорости и направления адвекции в нижней тропосфере над всеми акваториями Мирового океана; годовые и сезонные вариации, проявляющиеся в миграции границ



внутритропической зоны конвергенции и гармониках потоков скрытого тепла с периодами 0,033 месяца (сутки), 6 и 12 месяцев; среднее положение термического экватора на уровне  $5^\circ$  северной широты, конвергенцию потоков скрытого тепла в экваториальной зоне, средний положительный поток скрытого тепла из южного полушария в северное. Таким образом, показано, что информация обо всех указанных свойствах атмосферной циркуляции непосредственно содержится в данных спутниковых наблюдений и может быть извлечена из них с помощью подхода спутникового радиотепловидения. Построены широтные распределения среднегодовых и сезонных меридиональных протоков скрытого тепла над Мировым океаном в целом, а также Тихим, Атлантическим и Индийским океанами. Полученные распределения находятся в качественном согласии с известными данными моделирования, а также с отмечаемой в ряде работ климатической тенденцией «расширения тропиков». **Эти результаты доказывают** вынесенное на защиту **положение №6**.

7. Разработанный и созданный геопортал спутникового радиотепловидения (<http://fire.fryazino.net/tpw/>) реализует процедуры удаленной работы с глобальными полями ряда геофизических характеристик системы «океан-атмосфера» (интегральное влагосодержание атмосферы, полный водозапас облаков, скорость приводного ветра и т.д.) в непрерывном интервале наблюдений 2003 – 2017 гг. при полном пространственном покрытии акваторий Мирового океана на сетке  $0,25^\circ$ , а также интерактивной совместной обработки этих данных с информацией из других открытых источников средствами виртуальной интеграции. Перспективы использования геопортала связаны, в частности, с возможностью эффективной взаимной калибровки данных различных спутниковых приборов (в том числе, отечественных спутниковых радиометров серии МТВЗА), а также комплексного экспресс-анализа атмосферных процессов с помощью реализованных процедур динамической обработки и визуализации интегрированных в портал данных. **Указанные результаты доказывают** вынесенное на защиту **положение №7**.

В итоге достигнута основная цель исследования (построение и практическая реализация единой методики обработки и анализа регистрируемых со спутников радиотепловых полей и (или) полей восстанавливаемых геофизических параметров системы океан-атмосфера, использующей замкнутую относительно этих данных вычислительную схему и обеспечивающей восстановление динамики наблюдаемых процессов с высокой пространственно-временной детализацией, возможность краткосрочного прогноза их развития и детальное исследование аспектов их эволюции на основе построения временных рядов физически значимых характеристик их энергетического баланса, в частности, адвекции скрытого тепла) и решены все поставленные в работе задачи.

Перспективы развития направления спутникового радиотепловидения связаны с переходом к трехмерному анализу атмосферной динамики, дальнейшим улучшением детальности расчетов с привлечением данных новых спутниковых приборов, в том числе, отечественного производства, широкими возможностями совмещения и комплексного анализа разнотипных и (или) асинхронных дистанционных данных, накоплением многолетней статистики для совершенствования диагностики и прогноза атмосферных катастроф, погодного и климатического спутникового мониторинга на региональном и глобальном масштабах, приложением развитого подхода к новым объектам исследования.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

При составлении приведенного ниже списка сокращений автор старался найти компромисс между информативностью и краткостью. В список вошли, прежде всего, аббревиатуры, введенные в самой диссертации, а также некоторые, часто употребляемые в своих областях, но могущие вызвать разночтения. В то же время, в него не включены широко распространенные сокращения, такие как ИК, СВЧ, КПД, а также аббревиатуры, соответствующие названиям приборов, спутниковых миссий, космических агентств, других организаций и т.п.

АО	Атлантический океан
АР	Атмосферная река (атмосферные реки)
ВАД	Векторы атмосферных движений
ВЗК	Внутритропическая зона конвергенции
ИВС	Интегральное влагосодержание (атмосферы)
ИКАР	«Интерактивный Калькулятор для Атмосферных Расчетов» (проект и одноименный сетевой сервис удаленной обработки и анализа виртуально интегрированных дистанционных данных)
ИО	Индийский океан
ММ/ДД	Формат календарной даты: две цифры номера месяца и две цифры номера дня
МО	Мировой океан
ОМД	Осцилляция Маддена-Джулиана
ТО	Тихий океан
ТПО	Температура поверхности океана
ТЦ	Тропический циклон
ЧПП	Численный прогноз погоды
ACE	Accumulated cyclone energy («накопленная энергия циклона», одна из используемых энергетических характеристик ТЦ)
SAD	Sum of Absolute Differences, сумма модулей разностей
SSD	Sum of Squared Differences, сумма квадратов разностей

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Аквилонова А.Б., Кутуза Б.Г. Радиотепловое излучение облаков // Радиотехника и электроника. 1978. Т. 23. № 9. С. 1792–1806.
2. Аквилонова А.Б., Кутуза Б.Г. Определение параметров облачной атмосферы по ее радиотепловому излучению // Радиотехника и электроника. 1979. Т. 34. № 34. С. 36–42.
3. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей перемещений ледовых полей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 9–17.
4. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей поверхностных течений океана по последовательности спутниковых изображений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 131–142.
5. Алексеева И.А., Домбковская Е.П. Использование СВЧ поляризационных измерений с ИСЗ в анализе тропосферных процессов // Труды Пятого всесоюзного совещания по радиометрологии. Под. ред. А.А. Черникова и Ю.А. Мельничука. М.: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1981, С. 219–223.
6. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука. 1974. 187 с.
7. Башаринов А.Е., Кутуза Б.Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в мм и см диапазоне волн // Труды ГГО. 1968. Вып. 222. С. 100–110.
8. Биктимиров М.Р., Елизаров А.М., Щербаков А.Ю. Тенденции развития технологий обработки больших данных и инструментария хранения разноформатных данных и аналитики // Электронные библиотеки. 2016. Т. 19. № 5. С. 390–407.
9. Блинова Е.Н. Общая циркуляция атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды // Труды ГМЦ. 1967. Вып. 15. С. 3–26.

10. Бобков В.А., Казанский А.В., Морозов М.А., Щебенкова А.А. Релаксационно-контурный алгоритм определения векторов морских течений по спутниковым изображениям и его синоптическая верификация // Автометрия. 2003. № 1. С. 73–81.
11. Болдырев В.В., Горобец Н.Н., Ильгасов П.А., Никитин О.В., Панцов В.Ю., Прохоров Ю.Н., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковый микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. В.5. Т.1. С. 243–248.
12. Будыко М.И. Атлас теплового баланса земного шара. М.: Межведомственный геофизический комитет. 1963.
13. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы : учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 2006. 101 с.
14. Власов А.А., Кадыгров Е.Н., Косов А.С., Струков И.А., Троицкий А.В. Аэростатный эксперимент по измерению радиоизлучения атмосферы на волне 5 мм // Исследование Земли из космоса. 1990. № 5. С. 11–17.
15. Власов А.А., Кадыгров Е.Н., Потапов А.А. Лимбовая радиоспектрометрия атмосферы на миллиметровых волнах // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. 1997. №3. С. 56–65.
16. Воробьев В.И. Основные понятия синоптической метеорологии : учебное пособие. СПб.: Изд-во РГГМУ. 2003. 48 с.
17. Гледзер Е.Б., Голицын Г.С. Скейлинг и конечные ансамбли частиц в движении с притоком энергии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 443. № 4. С. 446–470.
18. Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. М.: КРАСАНД. 2013. 398 с.
19. Голицын Г.С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590.

20. Голицын Г.С. Статистика и энергетика тропических циклонов // Доклады академии наук. 1997. Т. 354. № 4. С. 535–538.
21. Горелик А.Г., Домбковская Е.П., Озеркина В.В., Семилетов В.И., Скуратова И.С., Фролова А.В. Микроволновые поляризационные измерения на спутнике «Метеор» // Метеорология и гидрология. 1975. № 7. С. 36–45.
22. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь радиоизлучения системы океан-атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела. М.: Физматлит. 2004. 165 с.
23. Грей В.М. Генезис и интенсификация тропических циклонов // Интенсивные атмосферные вихри. М.: Мир, 1985. С. 10–31.
24. Гришин С.В., Ватолин Д.С., Лукин А.С., Путилин С.Ю., Стрельников К.Н. Обзор блочных методов оценки движения в цифровых видео сигналах. В сб.: Программные системы и инструменты : тематический сборник № 9. М.: Изд-во факультета ВМиК МГУ. 2008. С. 50–62.
25. Гурвич А.С., Демин В.В., Домбковская Е.П. Использование спутниковых карт общего влагосодержания в синоптическом анализе // Метеорология и гидрология. 1970. № 8. С. 30-35.
26. Гурвич А.С., Кутуза Б.Г. «Космос-243» – первый в мире эксперимент по исследованию Земли из космоса радиофизическими методами // Исследование Земли из космоса. 2010. № 2. С. 14–25.
27. Данилычев М.В., Кравченко В.Ф., Кутуза Б.Г., Чуриков Д.В. Спутниковые СВЧ радиометрические комплексы дистанционного зондирования Земли. Современное состояние и тенденции развития // Физические основы приборостроения. 2014. Т. 3. № 1. С. 3–25.
28. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н.А., Толстых М.А., Чавро А.И. Моделирование климата и его изменений // Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. М.: Наука. 2005. Т. 2. С. 36–173.

29. Ермаков Д.М. Глобальная циркуляция скрытого тепла в атмосфере Земли по данным спутникового радиотепловидения // Исследование Земли из космоса. 2018. №3. С. 3–28.
30. Ермаков Д.М. Использование информации о тропосферной динамике при радиотепловом дистанционном зондировании вертикального профиля влажности атмосферы [Электронный ресурс] // Журнал радиоэлектроники (электронный журнал). 2017а. № 12. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/dec17/15/text.pdf>.
31. Ермаков Д.М. Климатология атмосферных рек: возможности спутникового радиотепловидения // Труды VII Всероссийских Армандовских чтений: Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн. Муром: Изд.-полиграфический центр МИ ВлГУ. 2017б. С. 207–215.
32. Ермаков Д.М. «mgrss» Программное обеспечение для совмещения продуктов обработки данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли на единой регулярной географической сетке. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017663102. Дата регистрации 24.11.2017. 2017в.
33. Ермаков Д.М. «daymrg» Программное обеспечение для объединения продуктов обработки данных суточного спутникового радиотеплового мониторинга Земли. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017663103. Дата регистрации 24.11.2017. 2017г.
34. Ермаков Д.М. «interlon» Программное обеспечение для пространственной интерполяции суточных полей продуктов спутникового радиотеплового мониторинга Земли. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017663104. Дата регистрации 24.11.2017. 2017д.
35. Ермаков Д.М. «Icore.dll» Вычислительное ядро системы ИКАР. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017662319. Дата регистрации 02.11.2017. 2017е.

36. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Суслов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан-атмосфера // Исследования Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.
37. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Алгоритм построения глобальных радиотепловых полей системы океан-атмосфера высокой пространственно-временной дискретизации по спутниковым микроволновым измерениям // Исследование Земли из космоса. 2013а. № 4. С. 72–82.
38. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Проблемы построения радиотепловых полей достаточной однородности при высоком пространственном разрешении по спутниковым измерениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013б. Т. 10. № 1. С. 24–33.
39. Ермаков Д.М., Смирнов М.Т. Проблемы совмещения данных спутниковых оптических и СВЧ сканеров для их комплексного анализа // Исследования Земли из космоса. 2001. № 2. С. 45–54.
40. Ермаков Д.М., Чернушич А.П. Развитие сетевых сервисов геопортала спутникового радиотепловидения // Электронные библиотеки. 2017а. Т. 20. № 1. С. 50–76.
41. Ермаков Д.М., Чернушич А.П. Текущие возможности геопортала спутникового радиотепловидения и некоторые итоги проекта «ИКАР» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017б. Т. 14. № 7. С. 321–324.
42. Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Геопортал спутникового радиотепловидения: данные, сервисы, перспективы развития // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 46–57.
43. Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Оценки и достижимые точности описания динамики и энергетики мезомасштабных и синоптических атмосферных процессов с помощью спутникового радиотепловидения //



- Труды VIII Всероссийской конференции “Радиолокация и радиосвязь”. Москва, ИРЭ РАН 24 – 28 ноября 2014. 2014а. С. 174–179.
44. Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Мультисенсорный анимационный анализ: развитие алгоритма и оценка качества интерполяции // тезисы XII Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». ИКИ РАН, Москва, 10 – 14 ноября 2014. 2014б. С. 30.
45. Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Покровская И.В. Поиск источника энергии при интенсификации ТЦ Katrina по данным микроволнового спутникового зондирования // Исследования Земли из космоса. 2012а. № 4. С. 47–56. (Ermakov D.M., Chernushich A.P., Sharkov E.A., Pokrovskaya I.V. Searching for an energy source of the intensification of tropical cyclone Katrina using microwave satellite sensing data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013. V. 49. N. 9. P. 963–973).
46. Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Покровская И.В. Детализация фаз развития ТЦ Katrina по интерполированным глобальным полям водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012б. Т.9. № 2. С. 207–213.
47. Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Шрамков Я.Н. Возможности построения краткосрочных глобальных радиотепловых изображений системы океан-атмосфера на базе программной платформы Stream Handler // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. №3. С. 9–16.
48. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Покровская И.В., Чернушич А.П. Обнаружение энергетических источников в перемежаемых режимах интенсивности ТЦ Alberto при его эволюции по данным спутникового микроволнового зондирования // Исследования Земли из космоса. 2013в. № 4. С. 39–49. (Ermakov D.M., Sharkov E.A., Pokrovskaya I.V., Chernushich A.P.. Revealing the energy sources of alternating intensity regimes of the evolving Alberto tropical

- cyclone using microwave satellite sensing data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2013. V. 49. N. 9. P. 974–985).
49. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Циркуляция скрытого тепла в атмосфере Земли: анализ 15 лет радиотепловых спутниковых измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017а. Т. 14. № 6. С. 9-27.
  50. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Анализ эволюции системы взаимодействующих тайфунов с помощью спутникового радиотепловидения // *Исследование Земли из космоса*. 2017б. № 2. С. 77–87. (Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P. Satellite radiothermvision analysis of the evolution of a system of interacting typhoons // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. V. 53. N. 9. P. 945–954).
  51. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Спутниковое радиотепловидение атмосферных рек и джетов тропических циклонов // Тезисы докладов XV Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». ИКИ РАН, Москва, 13 – 17 ноября 2017. 2017в. С. 174.
  52. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Мультисенсорный алгоритм спутникового радиотепловидения // *Исследование Земли из космоса*. 2016а. №3. С. 37 – 46. (Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P. A multisensory algorithm of satellite radiothermvision // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. N. 9. P. 1172–1180).
  53. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Спутниковое радиотепловидение на синоптических и климатически значимых масштабах // *Исследование Земли из космоса*. 2016б. №5. С. 3–9. (Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P. Satellite radiothermvision on synoptic and climatically significant scales // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. V. 53. N. 9. P. 973–978).
  54. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Оценка точности интерполяционной схемы спутникового радиотепловидения // *Современные*

- проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015а. Т. 12. № 2. С. 77–88.
55. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Спутниковый радиотепловизионный анализ супертайфунов Тихого океана 2013 – 2015 годов // Тезисы XIII Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». ИКИ РАН, Москва. 16 – 20 ноября 2015. 2015б. с. 185.
56. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Возможности количественного описания мезомасштабных процессов в атмосфере на основе анимационного анализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014а. Т. 11. № 4. С. 153-162.
57. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Оценка тропосферных адвективных потоков скрытого тепла над океаном при анимационном анализе радиотепловых данных спутникового мониторинга // Исследование Земли из космоса. 2014б. № 4. С. 32–38.
58. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Роль тропосферных адвективных потоков скрытого тепла в интенсификации тропических циклонов // Исследование Земли из космоса. 2014в. № 4. С. 3–15.
59. Иванов В.Н., Пудов В.Д. Структура термического следа тайфуна «Тесс» в океане и оценка некоторых параметров энергообмена при штормовых условиях // В сб. «Тайфун-75», Т.1. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 66–82.
60. Кадыгров Е.Н. Разработка метода и экспериментальной аппаратуры для дистанционного термического зондирования стратосферы с ИСЗ в радиодиапазоне : автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук : Долгопрудный, 1990 г.
61. Кадыгров Е.Н., Горелик А.Г., Миллер Е.А., Некрасов В.В., Троицкий А.В., Точилкина Т.А., Шапошников А.Н. Результаты мониторинга термодинамического состояния тропосферы многоканальным микроволновым радиометрическим комплексом // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 459–465.

62. Калашник М.В., Нерушев А.Ф., Ивангородский Р.В. Характерные масштабы и горизонтальная асимметрия струйных течений в атмосфере Земли // Известия РАН. ФАО. 2017. Т. 53. № 2. С. 179–187.
63. Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.И., Гомменджинджер К. Влияние региональных особенностей на точность определения ветра над океаном // Исследование Земли из космоса. 1983. № 3. С. 88
64. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л.: Гидрометеиздат. 1970. 410 с.
65. Кутуза Б.Г. Экспериментальные исследования ослабления и радиоизлучения дождя в СВЧ диапазоне // Труды ГГО. 1968. Вып. 222. с. 111–120.
66. Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНАД. 2016. 336 с.
67. Кутуза Б.Г., Смирнов М.Т. Влияние облачности на усредненное радиотепловое излучение системы «атмосфера – поверхность океана» // Исследование Земли из космоса. 1980. № 3. С. 76–83.
68. Лупян Е.А., Бурцев М.А., Прошин А.А., Кобец Д.А. Развитие подходов к построению информационных систем дистанционного мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 3. С. 53–66.
69. Лупян Е.А., Саворский В.П. Базовые продукты обработки данных дистанционного зондирования Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 87-96.
70. Лупян Е.А., Саворский В.П., Шокин Ю.И., Алексанин А.И., Назиров Р.Р., Недолужко И.В., Панова О.Ю. Современные подходы и технологии организации работы с данными дистанционного зондирования Земли для решения научных задач // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 21–44.

71. Лыкосов В.Н., Глазунов А.В., Кулямин Д.В., Мортиков Е.В., Степаненко В.М. Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы. М.: Изд-во МГУ. 2012. 408 с.
72. Мельников В.П., Смутьский И.И. Механизмы атмосферных вихрей // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 1. С. 87–96.
73. Монзикова А.К., Кудрявцев В.Н., Шапрон Б. Влияние тропических циклонов на верхний слой океана: спутниковые микроволновые наблюдения и моделирование // Тезисы докладов XV Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва, ИКИ РАН, 12 – 16 ноября 2017. 2017. С. 193.
74. Наконечный В.П., Панцов В.Ю., Прохоров Ю.Н. Стрельников Н.И., Черный И.В., Чернявский Г.М., Данилов С.Г., Казанцев О.Ю. Оптико-микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ОК // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2004. В.1. Т.1. С. 197–203.
75. Нерушев А.Ф., Вишератин К.Н., Ивангородский Р.В. Пространственно-временная изменчивость высотных струйных течений по данным спутниковых измерений // Исследование Земли из космоса. 2017. № 6. С. 31–45.
76. Нерушев А.Ф., Ивангородский Р.В. Характеристики высотных струйных течений Северного и Южного полушарий по данным спутниковых измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 299–307.
77. Обухов А.М., Башаринов А.Е., Васильев Ю.В., Гурвич А.С., Кутуза Б.Г., Митник Л.М. Исследование атмосферы по собственному радиотепловому излучению на ИСЗ «Космос-243» // Космические исследования. 1971. Т. 9. № 1. С. 66–73.
78. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Ленинград: Гидрометеиздат. 1973. 616 с.

79. Переслегин С.В. Связь СВЧ-рассеяния от морской поверхности с пространственно-временными характеристиками развитого волнения // Известия АН СССР. ФАО. 1975. Т. 11. № 5. С. 481–490.
80. Пермяков М.С. Тропические циклоны: формирование и развитие, взаимодействие с океаном : автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук : 25.00.28. Владивосток, 2007. 36 с.
81. Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция. Версия 3.1. (1983–2005). М.: Полиграф сервис. 2006. 728 с.
82. Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция. Версия 5.1. (2011–2015). М.: КДУ. 2016. 164 с.
83. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А. Использование метода искусственных нейронных сетей при восстановлении вертикальных профилей атмосферных параметров // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 1. С. 34–39.
84. Пудов В.Д., Петриченко С.А. О термодинамической структуре следа тайфуна Вирджиния // В сб. «Тайфун-78». Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 82–93.
85. Радиофизические исследования атмосферы: Труды Всесоюзного симпозиума по радиофизическим исследованиям атмосферы / под ред. Зуева В. Е., Степаненко В. Д., Щукина Г. Г. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 296 с.
86. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А.И. Бедрицкого. СПб; Москва: Летний сад. 2009. Т. 1–3.
87. Ростовцева В.В., Гончаренко И.В. Оценка влияния тепловой стратификации тропосферы на активность тропического циклогенеза по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исследование Земли из космоса. 2014. № 2. С. 3–17.
88. Рузмайкин А. Климат как игра случая // Успехи физических наук. 2014. Т. 184. № 3. С. 297 – 311.

89. Руткевич П.Б., Шарков Е.А. Новый механизм генерации атмосферных катастроф: возможности дистанционных методов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2005. В. 2. Т. 5. С. 42–48.
90. Саворский В.П. Пространственно-временная структура СВЧ радиотеплового поля системы океан-атмосфера : диссертация ... канд. физ.-мат. наук : 01.04.03. М., 1992. 199 с.
91. Смирнов М.Т. Моделирование микроволнового теплового излучения дождя методом Монте-Карло // Известия АН СССР. ФАО. 1984. Т. 20. № 9. С. 820–826.
92. Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Бобылев Л.П., Матросов С.Ю. Радиотеплолокация в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 283 с.
93. Стерлядкин В. В., Пашинов Е. В., Кузьмин А. В., Шарков Е. А. Дифференциальные радиотепловые методы восстановления профиля влажности атмосферы с борта космических аппаратов // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 64–76.
94. Тимофеев Ю.Н. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. СПб: Изд-во СПбГУ. 2010. 129 с.
95. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1986. 287 с.
96. Толпин В.А., Балашов И.В., Ефремов В.Ю., Лупян Е.А., Прошин А.А., Уваров И.А., Флитман Е.В. Создание интерфейсов для работы с данными современных систем дистанционного мониторинга (система GEOSMIS) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 93–108.
97. Трохимовский Ю.Г. Модель радиотеплового излучения взволнованной морской поверхности // Исследование Земли из космоса. 1997. № 1. С. 39–49.
98. Трохимовский Ю.Г., Кузьмин А.В., Маречек В.В., Медведев А.П., Поспелов М.Н., Смирнов М.Т., Тищенко Ю.Г. Исследование радиояркостной температуры взволнованной поверхности моря в эксперименте «Геленджик'99» // Исследование Земли из космоса. 2002. № 3. С. 20–28.

99. Турчин В.Ф., Козлов В.Ф., Малкевич М.С. Использование методов математической статистики для решения некорректных задач // Успехи физических наук. 1970. Т. 102. № 3. С. 345.
100. Халтинер Дж.М.Ф. Динамическая и физическая метеорология. М.: Иностранная литература. 1960. 436 с.
101. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Ленинград: Гидрометеиздат. 1974. 568 с.
102. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд. МГУ. 2004. 584 с.
103. Черный И.В., Чернявский Г.М., Успенский А.Б., Пегасов В.М. СВЧ радиометр МТВЗА спутника МЕТЕОР-3М // Исследование Земли из космоса. 2003. № 6. С. 1–15.
104. Шарков Е.А. Атмосферные катастрофы: эволюция научных взглядов и роль дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2005. В. 2. Т. 1. С. 55–62.
105. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы : в 2 т. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
106. Шарков Е.А. Спутниковые исследования тропического циклогенеза: особенности и достижения современного этапа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 1. С. 29–48.
107. Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция и энергетические особенности тропического циклона GONU с использованием метода «слияния» разномасштабных дистанционных данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. В. 5. Т. 1. С. 530–536.
108. Alishouse J.C., Snyder S.A., Vongsathorn J., Ferraro R.R. Determination of oceanic total precipitable water from SSM/I // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1990. V. 28. N. 5. P. 811-816.



109. Anandan P. A computational framework and an algorithm for the measurement of visual motion // *International Journal of Computer Vision*. 1989. V. 2. N. 3. P. 283–310.
110. Armand N.A., Polyakov V.M. Radio propagation and remote sensing of the environment. CRC Press. 2004. 448 p.
111. Bao J.W., Michelson S.A., Neiman P.J., Ralph F.M., Wilczak J.M. Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: their formation and connection to tropical moisture // *Monthly Weather Review*. 2006. V. 134. N. 4. P. 1063–1080.
112. Barron J.L., Fleet D.J., Beauchemin S.S. Performance of optical flow techniques // *International Journal of Computer Vision*. 1994. V. 12. N. 1. P. 43–77.
113. Bindschadler R.A., Scambos T.A. Satellite-image-derived velocity field of an Antarctic ice stream // *Science*. 1991. V. 252. N. 5003. P. 242 – 246.
114. Blackwell W.J. A neural-network technique for the retrieval of atmospheric temperature and moisture profiles from high spectral resolution sounding data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2005. V. 43. N. 11. P. 2535–2546.
115. Bowen M.M., Emery W.J., Wilkin J.L., Tildesley P.C., Barton I.J., Knewton R. Extracting multiyear surface currents from sequential thermal imagery using the maximum cross-correlation technique // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002. V. 19. N. 10. P. 1665–1676.
116. Brand S. Interaction of binary tropical cyclones of the western North Pacific Ocean // *Journal of Applied Meteorology*. 1970. V. 9. N. 3. P. 433–441.
117. Breaker L.C., Krasnopolsky V.M., Rao D.B., Yan X.-H. The feasibility of estimating ocean surface currents on an operational basis using satellite feature tracking method // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1994. V. 75. N. 11. P. 2085–2095.
118. Chang A.T.C, Wilheit T.T. Remote sensing of atmospheric water vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from the Nimbus 5 satellite // *Radio Science*. 1979. V. 14. N. 5. P. 793–802.

119. Dare R.A., McBride J.L. Sea surface temperature response to tropical cyclones // *Monthly Weather Review*. 2011. V. 139. N. 12. P. 3798–3808.
120. Dettinger M.D., Ralph F.M., Das T., Neiman P.G., Cayan D.R. Atmospheric rivers, floods and water resources of California // *Water*. 2011. V. 3. N. 2. P. 445–478.
121. Dicke R. The measurement of thermal radiation at microwave frequencies // *The Review of Scientific Instruments*. 1946. V. 17. N. 7. P. 268–275.
122. Dicke R.H., Beringer R., Kyhl R.L., Vane A.B. Atmospheric absorption measurements with a microwave radiometer // *Physical review*. 1946. V. 70. N. 5–6. P. 340–348.
123. DMSP F19 military weather satellite declared lost after communications failure [Электронный ресурс] // *Spaceflight101.com*. 2016. URL: <http://spaceflight101.com/re-entry/dmsp-f19-military-weather-satellite-declared-lost-after-communications-failure/>.
124. Dong K., Neumann C.J. On the relative motion of binary tropical cyclones // *Monthly Weather Review*. 1983. V. 111. N. 5. P. 945–953.
125. Dritschel D.G., Waugh D.W. Quantification of inelastic interaction of unequal vortices in two-dimensional vortex dynamics // *Physics of Fluids*. 1992. V. 4A. N. 8. P. 1737–1744.
126. Du J., Kimball J.S., Jones L.A., Kim Y., Glassy J., Watts J.D. A global satellite environmental data record derived from AMSR-E and AMSR2 microwave Earth observations // *Earth System Science Data*. 2017. V. 9. N. 2. P. 791–808.
127. Dworak V.F. Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery // *Monthly weather review*. 1975. V. 103. N. 5. P. 420–430.
128. Dworak R., Key J.R. Twenty years of polar winds from AVHRR: Validation and comparison with ERA-40 // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2009. V. 48. N. 1. P. 24–40.
129. Eigenwillig N., Fischer H. Determination of midtropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structure in METEOSAT water vapor image sequences // *Bulletin of American meteorological society*. 1982. V. 63 N. 1. P. 44–57.

130. Emanuel K. Tropical cyclones // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2003. V. 31. P. 75–104.
131. Emanuel K. How hurricanes respond to climate change [Электронный ресурс]. Cornell University. 2017. URL: <https://www.youtube.com/watch?v=8cmORDsAS0s>.
132. Emanuel K.A. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years // *Nature*. 2005. V. 436. N. 7051. P. 686–688.
133. Emanuel K.A. The power of a hurricane: An example of reckless driving on the information superhighway // *Weather*. 1999. V. 54. N. 4. P. 107–108.
134. Emery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R., Mackas D.L. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images // *Journal of Geophysical Research*. 1986. Vl. 91. N. C11. P. 12865–12878.
135. Ermakov D.M. Investigation of the Features of Long-term Global Atmospheric Circulation via Satellite Radiothermvision // *Proc. of 2017 Progress In Electromagnetics Research Symposium – Spring (PIERS)*. 2017. P. 413–418. doi: 10.1109/PIERS.2017.8261775.
136. Ermakov D., Chernushich A., Sharkov E., Shramkov Ya. Stream Handler system: an experience of application to investigation of global tropical cyclogenesis [Электронный ресурс] // *Proc. of 34<sup>th</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment, Sydney, 10-15 April, 2011*. 2011. URL: <http://www.isprs.org/proceedings/2011/ISRSE-34/211104015Final00456.pdf>.
137. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P. Satellite radiothermvision of atmospheric mesoscale processes: case study of tropical cyclones // *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences – ISPRS Archives*. 2015. V. XL. N. 7/W3. P. 179–186.
138. Ferrel W. *An essay on the winds and the currents of the ocean*. Cameron & Fall, Book and Job Printers. 1856. 43 p.

139. Feulner G., Rahmstorf S., Levermann A., Volkwardt S. On the origin of the surface air temperature difference between the hemispheres in Earth's present-day climate // *Journal of Climate*. 2013. V. 26. N. 18. P. 7136–7150.
140. Fleet D.J., Weiss Y. Optical flow estimation. In: *Mathematical models in computer vision: The handbook* (Eds. N. Paragios, Y. Chen, and O. Faugeras), Chapter 15. Berlin: Springer. 2005. P. 239–258.
141. Fujiwhara S. The mutual tendency towards symmetry of motion and its application as a principal in meteorology // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1921. V. 47. N. 200. P. 287–292.
142. Fujiwhara S. On the growth and decay of vortical systems // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1923. V. 49. N. 206. P. 75–104.
143. Gaikovich K.P. Simultaneous solution of emission transfer and thermal conductivity equations in the problems of atmosphere and subsurface radiothermometry // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1994. V. 32. N. 4. P. 885–889.
144. Gaikovich K.P. Stochastic theory of temperature distribution and thermal emission of half-space with random time-dependent surface temperature // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1996. V. 34. N. 2. P. 582–587.
145. Gaikovich K.P. Spectral approach to correlation theory of thermal regime and thermal emission of the medium with random boundary conditions // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1999. V. 37. N. 1. P. 3–7.
146. Gaikovich K.P. Application of the Correlation Theory of Thermal Regime and Thermal Radio Emission for Atmosphere // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2003a. V. 41. N. 12. P. 2754–2759.
147. Gaikovich K.P. High-Sensitivity Radiometry of Air-Water Interface Fast Temperature and Heat Flux Variances // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2003b. V. 41. N. 12. P. 2760–2766.
148. Gaikovich K., Troitsky R.V. Dynamics of temperature profile, heat, and mass exchange through air-water interface by measurements of thermal radio emission

- evolution at 60 GHz // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1998. V. 36. N. 1. P. 341–344.
149. Garbe C.S., Ommer B. Parameter estimation in image processing and computer vision, in Model based parameter estimation: Theory and applications (Eds: H.G. Bock et al.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 2013. P. 311–334.
150. Gentemann C., Smith D., Wentz F. Microwave SST correlation with cyclone intensity [Электронный ресурс] // Proc. of 24<sup>th</sup> Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. USA, Florida, Fort Lauderdale, 22 – 27 May, 2000. 2000. URL:  
[http://images.remss.com/papers/rssconf/gentemann\\_ams\\_2000\\_FtLauderdale\\_SST.pdf](http://images.remss.com/papers/rssconf/gentemann_ams_2000_FtLauderdale_SST.pdf).
151. Gimeno L., Nieto R., Vazquez M., Lavers D.A. Atmospheric rivers: a mini-review // Frontiers in Earth Science. 2014. V. 2. doi: 10.3389/feart.2014.00002.
152. Gloersen P., Barath F.T. A scanning multichannel microwave radiometer for Nimbus-6 and Seasat-A // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 1977. V. 2. N. 2. P. 172–178.
153. Grody N.C. Remote sensing of atmospheric water content from satellite using microwave radiometry // IEEE Transactions on Antennas and Propagation. 1976. V. 24. N. 2. P. 155–162.
154. Grody N.C., Gruber A., Shen W.C. Atmospheric water content over the tropical Pacific derived from the Nimbus 6 Scanning Microwave Spectrometer // Journal of Applied Meteorology. 1980. V. 19. N. 8. P. 986–996.
155. Grzywacz N.M., Yuille A.L. A model for the estimation of local image velocity by cells in the visual cortex // Proceedings of the Royal Society of London. 1990. V. B239. N. 1295. P. 129–161.
156. Guan B., Molotch N.P., Waliser D.E., Fetzer E.J., Neiman P.J. Extreme snowfall events linked to atmospheric rivers and surface air temperature via satellite measurements // Geophysical Research Letters. 2010. V. 37. N. 20. L20401. doi: 10.1029/2010GL044696.

157. Hart R.E., Maue R.N., Watson M.C. Estimating local memory of tropical cyclones through MPI anomaly evolution // *Monthly Weather Review*. 2007. V. 135. N. 12. P. 3990–4005.
158. Hartman D.L. Radiation, clouds, water vapor, precipitation, and atmospheric circulation. In: *EOS Science Plan: The State of Science in the EOS Program* (Ed.: M.D. King). NASA. 1999. P. 39–114.
159. Haug T., Käab A., Skvarca P. Monitoring ice shelf velocities from repeat MODIS and Landsat data – a method study on the Larsen C ice shelf, Antarctic Peninsula, and 10 other ice shelves around Antarctica // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. N. 2. P. 161–178.
160. Hollinger J.P. *DMSF Special Sensor Microwave/Imager Calibration/Validation. Final Report Volume 1*. Space Sensing Branch, Naval Research Laboratory, Washington, DC 20375-5000. 1988. 190 p.
161. Hollinger J.P. Passive microwave measurements of sea surface roughness // *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*. 1971. V. GE-9. N. 3. P. 165–169.
162. Hoover E.W. Relative motion of hurricane pairs // *Monthly Weather Review*. 1961. V. 89. N. 7. P. 251–255.
163. Horn B.K.P., Schunck B.G. Determining optical flow // *Artificial Intelligence*. 1981. V. 17. N. 17. P. 185–203.
164. Hu Y., Fu Q. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979 // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2007. V. 7. N. 19. P. 5229–5236.
165. Ilyushin Ya.A., Kutuza B.G. Influence of a spatial structure of precipitates on polarization characteristics of the outgoing microwave radiation of the atmosphere // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. N. 1. P. 74–81.
166. Johnson J.T. An efficient two-scale model for the computation of thermal emission and atmospheric reflection from the sea surface // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2006. V. 44. N. 3. P. 560–568.
167. Käab A. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: Examples using digital aerial imagery and ASTER data //

- ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 2002. V. 57. N. 1 – 2. P. 39–52.
168. Kääh A., Vollmer M. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: Automatic extraction by digital image analysis // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2000. V. 11. N. 4. P. 315–326.
169. Kadygrov E.N., Pick D.R. The potential for temperature retrieval from an angular-scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations // *Meteorological Applications*. 1998. V. 5. N. 4. P. 393–404.
170. Kadygrov E.N., Shur G.N., Viazankin A.S. Investigation of atmospheric boundary layer temperature, turbulence, and wind parameters on the basis of passive microwave remote sensing // *Radio Science*. 2003. V. 38. N. 3. 8048. P. 13.1 – 13.12.
171. Kang S.M., Seager R. Croll revisited: Why is the northern hemisphere warmer than the southern hemisphere? // *Climate dynamics*. 2015. V. 44. N. 4–5. P. 1457–1472.
172. Kaplan J., DeMaria M., Knaff J.A. A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and Eastern North Pacific basins // *Weather and Forecasting*. 2010. V. 25, N. 1, P. 220–241.
173. Key J.R., Santek D., Velden C.S., Bormann N., Thepaut J.-N., Riishojgaard L.P., Zhu Y., Menzel W.P. Cloud-drift and water vapor winds in the polar regions from MODISIR // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2003. V. 41. N. 2. P. 482–492.
174. Knippertz P., Wernli H. A Lagrangian climatology of tropical moisture exports to the Northern Hemispheric extratropics // *Journal of Climate*. 2010. V. 23. N. 4. P. 987–1003.
175. Komatsu K.K., Alexeev V.A., Repina I.A., Tachibana Y. Poleward upgliding Siberian atmospheric rivers over sea ice heat up Arctic upper air // *Scientific reports*. 2018. V. 8. 2872. doi: 10.1038/s41598-018-21159-6.
176. Kramer H.I. *Observation of the Earth and its environment. Survey of missions and sensors*. Springer. 2002. 1509 p.

177. Kutuza B.G., Zagorin G.K., Hornbostel A., Schroth A. Physical modeling of passive polarimetric microwave observations of the atmosphere with respect to the third Stokes parameter // *Radio Science*. 1998. V. 33. N. 3. P. 677–695.
178. Landsea C.W. How much energy does a hurricane release? [Электронный ресурс] // NOAA, AOML. 2014. URL: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/D7.html>.
179. Lazzara M.A., Dworak R., Santek D.A., Hoover B.T., Velden C.S., Key J.R. High-latitude atmospheric motion vectors from composite satellite data // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2014. V. 53. N. 2. P. 534–547.
180. Leung L.R., Qian Y. Atmospheric rivers induced heavy precipitation and flooding in the western U.S. simulated by the WRF regional climate model // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36, N. 3. L03820. doi: 10.1029/2008GL036445.
181. Levina G.V. On the path from the turbulent vortex dynamo theory to diagnosis of tropical cyclogenesis // *Open Journal of Fluid Dynamics*. 2018. V. 8. N. 1. P. 86–114.
182. Lin I.-I., Pun I.-F., Lien C.-C. “Category - 6” supertyphoon Haiyan in global warming hiatus: Contribution from subsurface ocean warming // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. N. 23. P. 8547–8553.
183. Little J.J., Bulthoff H.H., Poggio T.A. Parallel optical flow using local voting // *Proc. of the 2<sup>nd</sup> IEEE International Conference on Computer Vision*. Tampa. 1988. P. 454–459.
184. Little J.J., Verri A. Analysis of differential and matching methods for optical flow // *IEEE Workshop on Visual Motion*. Irvine. 1989. P. 173–180.
185. Liu W.T. Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans // *Monthly Weather Review*. 1986. V. 114. N. 8. P. 1591–1602.
186. Liu W.T. Moisture and latent heat flux variabilities in the Tropical Pacific derived from satellite data // *Journal of Geophysical Research*. 1988. V. 93. N. C6. P. 6749–6760.
187. Liu W., Ribeiro E. A survey on image-based continuum-body motion estimation // *Image and Vision Computing*. 2011. V. 29. N. 8. P. 509–523.



188. Liu W.T., Tang W. Estimating moisture transport over oceans using space-based observations // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. N. D10. D10101. doi:10.1029/2004JD005300.
189. Lojou J.-Y., Bernard R., Eymard L. A simple method for testing brightness temperatures from satellite microwave radiometers // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 1994. V. 11. N. 2. P. 387–400.
190. Lu J., Deser C., Reichler T. Cause of the widening of the tropical belt since 1958 // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L03803. doi:10.1029/2008GL036076.
191. Lucchitta B.K., Ferguson H.M. Antarctica: Measuring glacier velocity from satellite images // *Science*. 1986. V. 234. N. 4780. P. 1105–1108.
192. Madden R.A., Julian P.R. Observations of the 40-50-day tropical oscillation // *Monthly weather review*. 1994. V. 122. N. 5. P. 814–837.
193. Makarieva A.M., Gorshkov V.G., Nefiodov A.V., Chikunov A.V., Sheil D., Nobre A.D., Li B.-L. Fuel for cyclones: The water vapor budget of a hurricane as dependent on its movement // *Atmospheric research*. 2017. V. 193. P. 216–203.
194. Matrosov S.Y. Characteristics of landfalling atmospheric rivers inferred from satellite observations over the Eastern North Pacific ocean // *Monthly Weather Review*. 2013. V. 141. N. 11. P. 3757–3768.
195. Menzel W.P. Cloud tracking with satellite imagery: From the pioneering work of Ted Fujita to the present // *Bulletin of American meteorological society*. 2001. V. 82. N. 1. P. 33–47.
196. Microwave OI SST Product Description [Электронный ресурс] // *Remote Sensing Systems*. URL: <http://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature/>.
197. Mitnik L.M., Mitnik M.L. Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II AMSR data: comparison of errors of global and regional algorithms // *Radio Science*. 2003. V. 38. N. 4. 8065. doi: 10.1029/2002RS002659.
198. Mori N., Kato M., Kim S., Mase H., Shibutani Y., Takemi T., Tsuboki K., Yasuda T. Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. N. 14. P. 5106-5113.

199. Nagel H.-H. On the estimation of optical flow: Relations between different approaches and some new results // *Artificial intelligence*. 1987. V. 33. N. 3. P. 299–324.
200. Nagel H.-H., Enkelmann W. An investigation of smoothness constraints for the estimation of displacement vector fields from image sequences // *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. 1986. V. 8. N. 5. P. 565–593.
201. Nam K.M., Kim J.-S., Park R.-H., Shim Y.S. A fast hierarchical motion vector estimation algorithm using mean pyramid // *IEEE Transactions on Circuits and Systems for Video Technology*. 1995. V. 5. N. 4. P. 344–351.
202. Nerushev A.F., Kramchaninova E.K. Method for determining atmospheric motion characteristics using measurements on geostationary meteorological satellites // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011. V. 47. N. 9. P. 1104–1113.
203. Newell R.E., Newell N.E., Zhu Y., Scott C. Tropospheric rivers? – A pilot study // *Geophysical Research Letters*. 1992. V. 19. N. 24. P. 2401–2404.
204. Nieman S.J., Menzel W.P., Hayden C.M., Gray D., Wanzong S.T., Velden C.S., Daniels J. Fully automated cloud-drift winds in NESDIS operations // *Bulletin of American meteorological society*. 1997. V. 78. N. 6. P. 1121–1133.
205. Njoku E.G. Passive microwave remote sensing from space - a review // *Proc. of the IEEE*. 1982. V. 70. N. 7. P. 728–750.
206. Observing Systems Capacity Analysis and Review Tool [Электронный ресурс] // World Meteorological Organization. 2011 – 2018. URL: <https://www.wmo-sat.info/oscar/>.
207. Orlansky I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes // *Bulletin of American Meteorological Society*. 1975. V. 56. N. 5. P. 527–530.
208. Pan Y., Li L., Jiang X., Li G., Zhang W., Wang X., Ingersol A.P. Earth's changing global atmospheric energy cycle in response to climate change // *Nature Communications*. 2017. V. 8. N. 14367. doi: 10.1038/ncomms14367.

209. Peixoto J.P., Oort A.H. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In: *Variations in the Global Water Budget* (Ed. A. Street-Perrott, M. Beran, and R. Ratcliffe). New York: Springer. 1983. P. 5–65.
210. Petty G.W. On the response of the Special Sensor Microwave/Imager to the marine environment – implications for atmospheric parameter retrievals. A dissertation ... for the degree of doctor of philosophy. University of Washington, Seattle, USA. 1990. 313 p.
211. Petty G.W. Physical retrievals of the over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part II: algorithm implementation // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1994. V. 54. N. 1–4. P. 101–121.
212. Pielke R.A. Jr., Pielke R.A. Sr. *Hurricanes: Their nature and impacts on society*. Chichester, London etc.: John Wiley and Sons. 1997. 279 p.
213. Pielke R.A. Sr. *Mesoscale numerical modeling*, 2nd edition. San Diego, CA.: Academic Press. 2002. 676 p.
214. Prieto R., McNoldy B.D., Fulton S.R., Schubert W.H. A classification of binary tropical cyclone-like vortex interactions // *Monthly Weather Review*. 2003. V. 131. N. 11. P. 2656–2666.
215. Ralph F.M., Dettinger M.D. Storms, floods, and the science of atmospheric rivers // *Eos*. 2011. V. 92. N. 32. P. 265–272.
216. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A. Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific ocean during the winter of 1997/98 // *Monthly Weather Review*. 2004. V. 132. N. 7. P. 1721–1745.
217. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A., Gutman S.I., Dettinger M.D., Cayan D.R., White A.B. Flooding on California's Russian river: Role of atmospheric rivers // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. N. 13. L13801. doi: 10.1029/2006GL026689.
218. Reichler T. Changes in the atmospheric circulation as indicator of climate change. In: *Climate change: Observed impacts on planet Earth* (Ed. Trevor M. Letcher). Elsevier. 2009. P. 145–164.

219. Resch B., Zimmer B. User experience design in professional map-based geo-portals // *ISPRS Int. J. Geo-Information*. 2013. N. 2. P. 1015–1037.
220. Richardson I.E.G. H.264 and MPEG-4 video compression. UK, Chichester: John Wiley & Sons Ltd. 2003. 306 p.
221. Robertson F.R., Bosilovich M.G., Roberts J.B., Reichle R.H., Adler R., Ricciardulli L., Berg W., Huffman G.J. Consistency of estimated global water cycle variations over the satellite era // *Journal of Climate*. 2014. V. 27. N. 16. P. 6135–6154.
222. Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. 2000. 255 p.
223. Ruprecht E. Atmospheric water vapor and cloud water: an overview // *Advances in Space Research*. 1996. V. 18. N. 7. P. 5–16.
224. Savorskiy V., Lupyan E., Balashov I., Proshin A., Tolpin V., Ermakov D., Chernushich A., Panova O., Kuznetsov O., Vasilyev V. Basic technologies of web services framework for research, discovery, and processing the disparate massive Earth observation data from heterogeneous sources // *ISPRS Archives*. 2014. V. 40. N. 4. P. 223–228.
225. Sasaki Y., Asanuma I., Muneyama K., Naito G., Suzuki T. The dependence of sea-surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 40 GHz // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1987. V. GE-25. N. 2. P. 138–146.
226. Scambos T.A., Dutkiewicz M.J., Wilson J.C., Bindshadler R.A. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data // *Remote Sensing of Environment*. 1992. V. 42. N. 3. P. 177–186.
227. Schlüssel P., Emery W.J. Atmospheric water vapour over oceans from SSM/I measurements // *International Journal of Remote Sensing*. 1990. V. 11. N. 5. P. 753–766.
228. Sellers W.D. Physical climatology. Chicago: University of Chicago Press. 1965. 272 p.

229. Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. Berlin, Heidelberg, London, N.Y. etc.: Springer/PRAXIS. 2000. 361 p.
230. Sharkov E.A. Global tropical cyclogenesis (Second edition). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 2012. 604 p.
231. Sohn B.-J., Smith E.A. Explaining sources of discrepancy in SSM/I water vapor algorithms // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. N. 20. P. 3229–3255.
232. Staelin D.H., Cassel A.L., Kunzi K.F., Pettyjohn R.L., Poon R.K.L., Rosenkranz P.W. Microwave atmospheric temperature sounding: effects of clouds on the Nimbus 5 satellite data // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1975. V. 32. N. 10. P. 1970–1976.
233. Staelin D.H., Kunzi K.F., Pettyjohn R.L., Poon R.K.L., Wilcox R.W. Remote sensing of atmospheric water vapor and liquid water with the Nimbus 5 Microwave Spectrometer // *Journal of Applied Meteorology*. 1976. V. 15. N. 11. P. 1204–1214.
234. Sun N., Weng F. Evaluation of Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) Environmental Data Records // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2008. V. 46. N. 4. P. 1006–1016.
235. Svejkský S. Sea surface flow estimation from Advanced Very High Resolution Radiometer and Coastal Zone Color Scanner satellite imagery: A verification study // *Journal of Geophysical Research*. 1988. V. 93. N. C6. P. 6735–6743.
236. Thunis P., Bornstein R. Hierarchy of mesoscale flow assumptions and equations // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1996. V. 53, N. 3, P. 380–397.
237. Trenberth K.E., Caron J.M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports // *Journal of Climate*. 2001. V. 14. N. 16. P. 3433–3443.
238. Trenberth K.E., Davis C.A., Fasullo J. Water and energy budget of hurricanes: Case studies of Ivan and Katrina // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. N. D23. D23106. doi: 10.1029/2006JD008303.
239. Troitsky A.V., Gaikovich K.P., Gromov V.D., Kadyrov E.N., Kosov A.S. Thermal sounding of atmospheric boundary layer in the oxygen absorption band

- center at 60 GHz // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1993. V. 31. N. 1. P. 116–120.
240. Ulaby, F.T., Moore R.K., Fung A.K. *Microwave Remote Sensing Active and Passive*. V. I: *Microwave Remote Sensing fundamentals and radiometry*. Addison-Wesley. 1981. 456 p.
241. Vastano A.C., Borders S.E. Sea surface motion over an anticyclonic eddy on the Oyashio Front // *Remote Sensing of Environment*. 1984. V. 16. N. 1. P. 87–90.
242. Velden C.S., Daniels J., Stettner D., Santek D., Key J., Dunion J., Holmlund K., Dengel G., Bresky W., Menzel P. Recent innovations in deriving tropospheric winds from meteorological satellites // *Bulletin of American meteorological society*. 2005. V. 86. N. 2. P. 205–223.
243. Velden C.S., Hayden C.M., Nieman S.J., Menzel W.P., Wanzong S., Goerss J.S. Upper-tropospheric winds derived from geostationary satellite water vapor observations // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1997. V. 78. N. 2. P. 173–195.
244. Vogel C., Bauder A., Schindler K. Optical flow for glacier motion estimation // *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 2012. V. I-3. P. 359–364.
245. Weickert J., Schnörr C. A theoretical framework for convex regularizers in PDE-based computation of image motion // *International Journal of Computer Vision*. 2001. V. 45. N. 3. P. 245–264.
246. Weng F., Zou X., Wang X., Yang S., Goldberg M.D. Introduction to Suomi national polar-orbiting partnership advanced technology microwave sounder for numerical weather prediction and tropical cyclone applications // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. N. D19. D19112. doi: 10.1029/2012JD018144.
247. Wentz F. The intercomparison of 53 SSM/I water vapor algorithms. *Remote Sensing Systems Tech. Rep. on WetNet Water Vapor Intercomparison Project (VIP)*, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. 1995. 19 p.

248. Wentz F. A well-calibrated ocean algorithm for Special Sensor Microwave/Imager // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. N. C4. P. 8703–8718.
249. Wentz F.J., Hilburn K.A., Smith D.K. Remote Sensing Systems DMSP SSM/I, SSMIS daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7, 8 [Электронный ресурс] // Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. 2012. URL: <http://www.remss.com/missions/ssmi/>.
250. Wentz F.J., Meissner T., Gentemann C., Brewer M. Remote Sensing Systems AQUA AMSR-E daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7 [Электронный ресурс] // Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. 2014a. URL: <http://www.remss.com/missions/amr/>.
251. Wentz F.J., Meissner T., Gentemann C., Hilburn K.A., Scott J. Remote Sensing Systems GCOM-W1 AMSR2 daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7.2 [Электронный ресурс] // Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. 2014b. URL [www.remss.com/missions/amr/](http://www.remss.com/missions/amr/).
252. Wentz F.J., Ricciardulli L., Gentemann C., Meissner T., Hilburn K.A., Scott J. Remote Sensing Systems Coriolis WindSat daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7.0.1 [Электронный ресурс] // Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2013. URL: <http://www.remss.com/missions/windsat>.
253. Westwater E.R., Han Y., Irisov V.G., Leuskiy V., Kadygrov E.N., Viazankin A.S. Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison Experiments // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1999. V. 16. N. 7. P. 805–818.
254. Wick G.A., Neiman P.J., Ralph F.M. Description and validation of an automated objective technique for identification and characterization of the integrated water vapor signature of atmospheric rivers // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. N. 4. P. 2166–2176.
255. Wilheit T.T., Chang A.T.C. An algorithm for retrieval of ocean surface and atmospheric parameters from the observations of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) // Radio Science. 1980. V. 15. N. 3. P. 525–544.

256. Wimmers A. J., Velden C. S. Seamless advective blending of total precipitable water retrievals from polar orbiting satellites // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2011. V. 50. N. 5. P. 1024–1036.
257. Wirth N. Algorithms + data structures = programs. Englewood Cliffs, NJ, USA: Prentice-Hall. 1976. 400 p.
258. Wu S.T., Fung A.K. A noncoherent model for microwave emissions and backscattering from the sea surface // *Journal of Geophysical Research*. 1972. V. 77. N. 30. P. 5917-5929.
259. Wunch C. The total meridional heat flux and its oceanic and atmospheric partition // *Journal of Climate*. 2005. V. 18. N. 21. P. 4374–4380.
260. Yamaguchi Y., Tanaka S., Odajima T., Kamai T., Tsuchida S. Detection of a landslide movement as geometric misregistration in image matching of SPOT HRV data of two different dates // *International Journal of Remote Sensing*. 2003. V. 24. N. 18. P. 3523–3534.
261. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B. New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. N. 13. P. 3347–3350.
262. Zhao H., Tang D., Wang Y. Comparison of phytoplankton blooms triggered by two typhoons with different intensities and translation speeds in the South China sea // *Marine Ecology Progress series*. 2008. V. 365. P. 57–65.
263. Zhu Y., Newell R.E. Atmospheric rivers and bombs // *Geophysical Research Letters*. 1994. V. 21, N. 18, P. 1999–2002.
264. Zhu Y., Newell R.E. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers // *Monthly weather review*. 1998. V. 126. N. 3. P. 725–735.
265. Ziv B., Alpert P. Rotation of binary cyclones – a data analysis study // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1995. V. 52. N. 9. P. 1357–1369.