

## Циркуляция скрытого тепла в атмосфере Земли: анализ 15 лет радиотепловых спутниковых измерений

Д. М. Ермаков<sup>1,2</sup>, Е. А. Шарков<sup>2</sup>, А. П. Чернушич<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт радиотехники и электроники им. В. А. Котельникова РАН,  
Фрязинский филиал, Фрязино, 141190, Россия  
E-mail: dima@ire.rssi.ru*

<sup>2</sup> *Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия  
E-mail: e.sharkov@mail.ru*

С помощью развитого ранее подхода спутникового радиотепловидения проанализированы данные спутниковых радиотепловых измерений Земли в непрерывном интервале наблюдений с 2003 по 2017 г. Построено около 22 000 пар синхронных полей интегрального влагосодержания атмосферы и скоростей адвекции водяного пара в нижней тропосфере глобального покрытия с шагом шесть часов на регулярной сетке с дискретностью 0,25°. Полученное динамическое описание атмосферы дало возможность исследовать характеристики атмосферной циркуляции в терминах потоков скрытого тепла на климатически значимых масштабах. Вычисленные характеристические параметры циркуляции в основном находятся в хорошем качественном и количественном согласии с известными данными. Чётко выявлена зональная структура циркуляции, получены типичные значения широтных распределений скоростей адвекции, положения и сезонные миграции границ ячеек Хедли, среднее положение термического экватора над Мировым океаном, средний положительный перенос скрытого тепла из южного полушария в северное, суточные и годовые осцилляции меридиональных и зональных потоков скрытого тепла и т. д. Отмечено, что ряд проблемных аспектов анализа требует улучшения пространственно-временной детальности исходных рядов данных. Такая детальность принципиально достижима в рамках мультисенсорного спутникового радиотепловидения. Завершается техническая работа по обеспечению свободного доступа к расчётным полям адвекции через геопортал спутникового радиотепловидения.

**Ключевые слова:** атмосферная циркуляция, адвекция скрытого тепла, климат, большие массивы данных, спутниковое радиотепловидение

Accepted: 08.12.2017  
DOI:10.21046/2070-7401-2017-14-6-9-27

### Введение

Исследование климата Земли, анализ и прогноз климатических изменений, несомненно, представляют не только фундаментальный научный, но и общечеловеческий интерес. В идеале учёт климатических тенденций должен входить в число факторов, определяющих стратегию развития (а может быть — и сохранения) цивилизации (Climate change, 2014).

Важнейшим инструментом изучения климата, безусловно, является математическое моделирование. Оно не только обеспечивает качественную картину эволюции климата на эпохах, охватывающих миллионы лет, но и даёт 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 учёт 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 настоящая работа посвящена конкретному рассмотрению того, какую качественную и количественную информацию о климатической системе можно извлечь

на основании данных спутникового радиотеплового мониторинга Земли с использованием авторского подхода спутникового радиотепловидения (Ермаков и др., 2016; Ermakov et al., 2015, 2016). Согласно базовой идее подхода, информационная избыточность регулярно получаемых в настоящее время спутниковых данных радиотеплового зондирования Земли позволяет восстанавливать поля интегральных по высоте геофизических характеристик атмосферы не только на моменты наблюдений, но и на промежуточные моменты времени, а также рассчитывать динамику этих полей в терминах скоростей адвекции (горизонтальных движений). С этой целью предложено использовать набор специально разработанных алгоритмов, а также адаптированных алгоритмических решений, применяемых в задачах технического зрения (Ермаков и др., 2011, 2012, 2013а, б). Наибольший интерес представляет совместное использование полей скалярных геофизических величин и соответствующих векторных полей адвекции для расчёта интегральных физических характеристик процессов, в частности — горизонтальных потоков скрытого тепла через заданные границы (Ермаков и др., 2014а–в, 2017). Настоящая работа демонстрирует 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.

### Физико-математические основания спутникового радиотепловидения

За почти полувековую историю применения спутниковых радиофизических методов в задачах метеорологии, которую открыл успешно осуществлённый СССР в 1968 г. запуск ИСЗ «Космос-243» (Башаринов и др., 1974), накоплен колоссальный опыт космического метеорологического мониторинга. Задача регулярного получения интегральных геофизических характеристик атмосферы (за исключением некоторых проблемных аспектов, связанных с экстремальными погодными явлениями) фактически переведена из научной плоскости в техническую (Кутуза и др., 2016; Шарков, 2014; Armand, Polyakov, 2004). Прогресс технологии серийных запусков сканирующих микроволновых радиометров спутникового базирования, где лидирующие позиции принадлежат США (Kramer, 2002), инициировал создание открытых электронных архивов, наполненных к настоящему времени данными радиотепловых измерений и продуктами их обработки за десятилетия непрерывных радиофизических наблюдений Земли из космоса (Observing Systems..., 2011–2017).

Параллельно с задачей восстановления геофизических полей атмосферы почти сразу начали исследовать возможности восстановления их динамики (Радиофизические..., 1977). Применение рассматриваемых в настоящей работе подходов к данным первых трассовых радиометров было невозможно, так как алгоритмы оценки движения существенно не локальны: при расчёте вектора движения по небольшому числу наблюдений малой области поля возникает неустранимая неопределённость. Пример наблюдения фрагмента контрастного линейного объекта, равномерно движущегося на однородном фоне иллюстрирует *рис. 1а, б*. Ясно, что между моментами времени  $t$  и  $t + dt$  наблюдаемый фрагмент двигался вниз. Но нет возможности определить, сместился ли он за это время вправо или влево, и насколько. Обобщение этого факта легко получить в рамках простейшей модели поля консервативных трассеров. Пусть все наблюдаемые со временем изменения поля  $I(\vec{x}, t)$ , где  $\vec{x}$  — вектор пространственных координат, связаны только с перемещением его элементов, в то время как измеряемая характеристика  $I$  каждого элемента остаётся постоянной, т. е.:

$$I(\vec{x} + \vec{v} \cdot dt, t + dt) = I(\vec{x}, t), \quad (1)$$

где  $\vec{v}(\vec{x}, t)$  — скорости элементов (консервативных трассеров). В предположении гладкости  $I$  разложение (1) в ряд Тейлора с точностью до линейных членов по  $dt$  даёт:

$$\vec{v} \cdot \nabla I + \frac{\partial I}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

где  $\nabla I = \partial I / \partial \vec{x}$  — градиент  $I$ ;  $\partial I / \partial t$  — частная производная  $I$  по времени; символ « $\cdot$ » обозначает скалярное произведение. Из выражения (2) видно, что наблюдаемое локальное изменение поля со временем ( $\partial I / \partial t$ ) даёт информацию только о составляющей движения в направлении максимального контраста (градиента) поля.

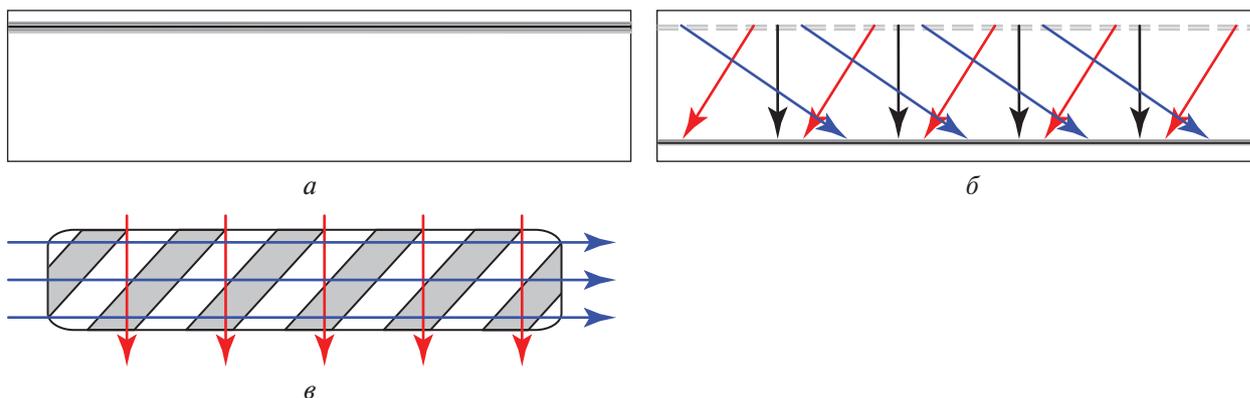


Рис. 1. Размерность объектов и их реальные и воспринимаемые движения: а — положение квазиодномерного объекта (контрастной границы) в момент времени  $t$ ; б — положение границы в момент времени  $t + dt$ , цветные стрелки показывают некоторые возможные варианты трансляционного движения; в — вращение трёхмерного объекта вокруг горизонтальной оси, красные стрелки — проекции реального движения, синие стрелки — направление воспринимаемого движения (см. пояснения в тексте)

Вычисление нескольких независимых компонент скорости движения возможно только для областей конечного размера, где градиент поля существенно меняет направление, и только в предположении, что в пределах этих областей все векторы скорости взаимно определяют друг друга (в простейшем случае — одинаковы). При больших размерах областей последнее предположение редко оказывается справедливым, но при малых размерах областей поле внутри них часто вырождается в квазиодномерную структуру, как в примере на рис. 1. Поэтому все предложенные решения реализуют варианты компромисса между возможностью получения однозначного (устойчивого) решения, с одной стороны, и его точностью и детальностью, с другой.

Вариационные методы используют в качестве дополнительного условия критерий гладкости поля скоростей, как правило состоящий в ограничении сверху значений пространственных производных  $\bar{v}(\bar{x}, t)$  (Barron et al., 1994; Horn, Schunck, 1981). Минимизация функционала, объединяющего уравнение (2) с требованием гладкости, по всей области определения поля  $I(\bar{x}, t)$  даёт устойчивое решение, близкое к «точному» решению (2) в тех малых областях, где последнее существует. Однако за пределами этих областей формально введённый для всего поля и не учитывающий его природу единый критерий гладкости может приводить к существенным артефактам решения, не имеющим физического смысла.

Блочные методы разбивают всё поле на отдельные области, «блоки», и, не вводя априорного критерия гладкости, приближённо решают задачу в исходной постановке (1) для каждого из блоков, считая, что смещения элементов в пределах блока относятся к одному из простых классов движений: трансляционному, трансляционно-вращательному и т. п. (Nerushev, Gramchaninova, 2011; Velden et al., 1997). Детализация решения при сравнительно больших размерах блоков (обеспечивающих устойчивость) возможна за счёт рассмотрения большого числа частично перекрывающихся областей. Тем не менее в простейших блочных методах получение надёжного, устойчивого и детального решения является наиболее серьёзной проблемой.

Пирамидальный блочный метод (Anandan, 1989), реализованный в алгоритмах спутникового радиотепловидения, является дальнейшим компромиссом между вариационным и блочным подходами. Вводится иерархия пространственных масштабов (размеров блоков). Сначала задача решается блочным методом на самом крупном масштабе, что обеспечивает устойчивость нулевого приближения, сопоставимую с устойчивостью вариационного метода. Затем текущее решение уточняется и детализируется методом последовательных приближений с прогрессивным уменьшением масштаба. На каждом шаге вводятся поправки в текущую оценку поля  $\bar{v}(\bar{x}, t)$ , которое используется в качестве начального приближения для решения на следующем шаге с использованием блоков ещё меньшего размера. Можно отметить определённую аналогию описанного подхода с вейвлет-анализом и, в широком смысле, с методом

«скейлинга» (Рузмайкин, 2014). Стоит также подчеркнуть, что во всех описанных подходах фактически происходит отказ от поиска точного решения (1), т. е. от исходной модели поля консервативных трассеров. Это важное обстоятельство, поскольку фазовые переходы атмосферной влаги на интервалах времени между последовательными спутниковыми наблюдениями ограничивают применимость предположения (1) для рассматриваемого класса задач.

## Проблема размерности задачи

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 *рис. 1в* примером известного оптического обмана. Вращение винта Архимеда вокруг своей оси порождает «реальные» движения, ориентированные перпендикулярно оси. Однако многие алгоритмы технического зрения (ожидаемо!) 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 (Стерлядкин и др., 2017; Blackwell, 2005; Rodgers, 2000). 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.

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. Этот результат можно считать своего рода «постулатом существования» решения. А конкретный способ его получения, одновременно с некоторым дополнительным улучшением точности и гладкости (Ермаков и др., 2015), предлагает подход спутникового радиотепловидения.

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 статье (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. (Lie, Tang, 2005). Краткий обзор подходов «синтетического» типа можно найти в статье (Robertson et al., 2014).

## Использованные данные и методика анализа

В качестве входной информации в работе были использованы поля интегрального влагосодержания атмосферы, свободно распространяемые компанией Remote Sensing Systems, США (Wentz et al., 2012, 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 и др., 2016а). Все расчёты были выполнены на регулярной координатной сетке глобального покрытия с шагом  $0,25^\circ$ . Интерполяция проведена в непрерывном интервале наблюдений с 01.01.2003 по 01.10.2017 г. с шагом по времени 3 ч, что обеспечило расчёт полей адвекции с шагом 6 ч (четырежды в сутки).

В целом результаты расчётов охватили почти полный 15-летний временной интервал, образовав около 22 000 пар скалярных полей интегрального влагосодержания размерами  $1440 \times 720$  элементов и соответствующих им векторных полей адвекции. Примеры таких пар, относящихся к крайним датам всего диапазона, 01.01.2003 и 01.10.2017, соответственно, иллюстрирует *рис. 2*. Цветовой тон кодирует значение ИВС (шкала значений в миллиметрах 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.

В итоге этой подготовительной фазы исследования, фактически, сформирован типологически новый продукт, представляющий собой динамическое описание атмосферы Земли в глобальном масштабе на длительном интервале времени. Помимо рассмотренной в работе темы он может быть использован, например, в исследованиях эволюции внетропических циклонов, динамических и энергетических характеристик атмосферных рек (Ермаков, 2017; Wick et al., 2013), изменений индекса зональной циркуляции (Блинова, 1967; Халтинер, 1960), и многих других. Авторы планируют в ближайшее время обеспечить свободный доступ к полученным продуктам предварительной обработки, включая расчётные поля адвекции, через созданный ранее геопортал (Ермаков, Чернушич, 2017; Ермаков и др., 2016а).

Вместе с тем следует заметить, что свойства объектов исследования должны быть тщательно соотнесены со степенью детальности полученного динамического описания. Так, авторами ранее установлено, что адекватное описание эволюции тропических циклонов требует выполнения расчётов на более детальной координатной сетке ( $0,125^\circ$  или  $0,2^\circ$ ) с шагом по времени 1,5 ч или менее (Ермаков и др., 2017; Ermakov et al., 2015, 2016). В этом случае процедура расчётов существенно усложняется, и к входным данным предъявляются более жёсткие требования, что кардинально затрудняет потоковую обработку больших массивов информации.

В настоящей работе 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 даёт 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.

Введённую в работе сетку границ иллюстрирует *рис. 3*. 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 *рис. 3* тонкими чёрными линиями. Аналогично, для анализа зональной циркуляции введены семейства границ, проходящих в меридиональном направлении и показанные толстыми цветными линиями.

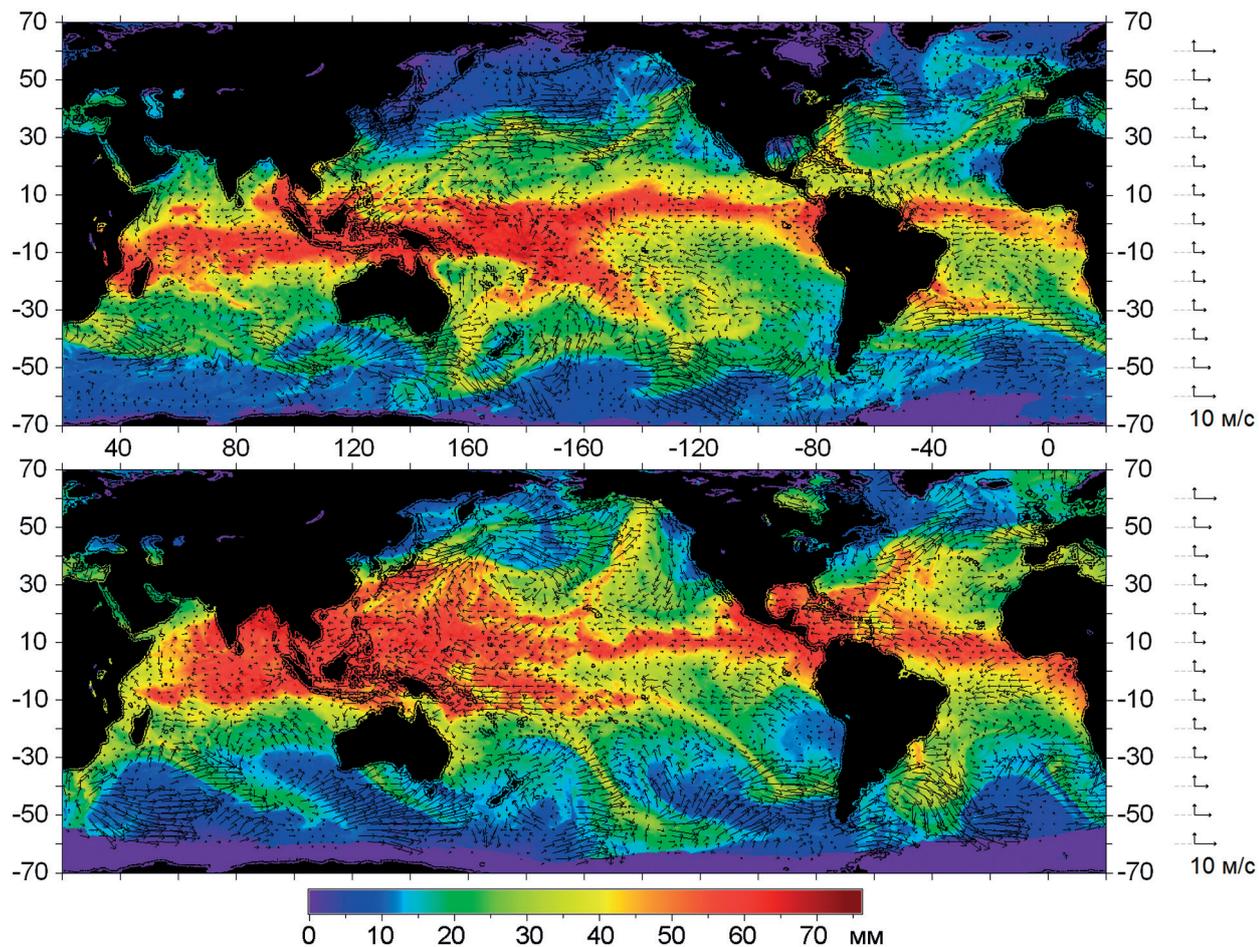


Рис. 2. Объединённые поля интегрального влагосодержания атмосферы (цвет, шкала значений в миллиметрах внизу) и скорости адвекции (векторы, калибровочные эталоны справа): сверху — расчёт по данным 01.01.2003 г.; внизу — 10.01.2017 г. По краям изображений — значения широты и долготы в градусах

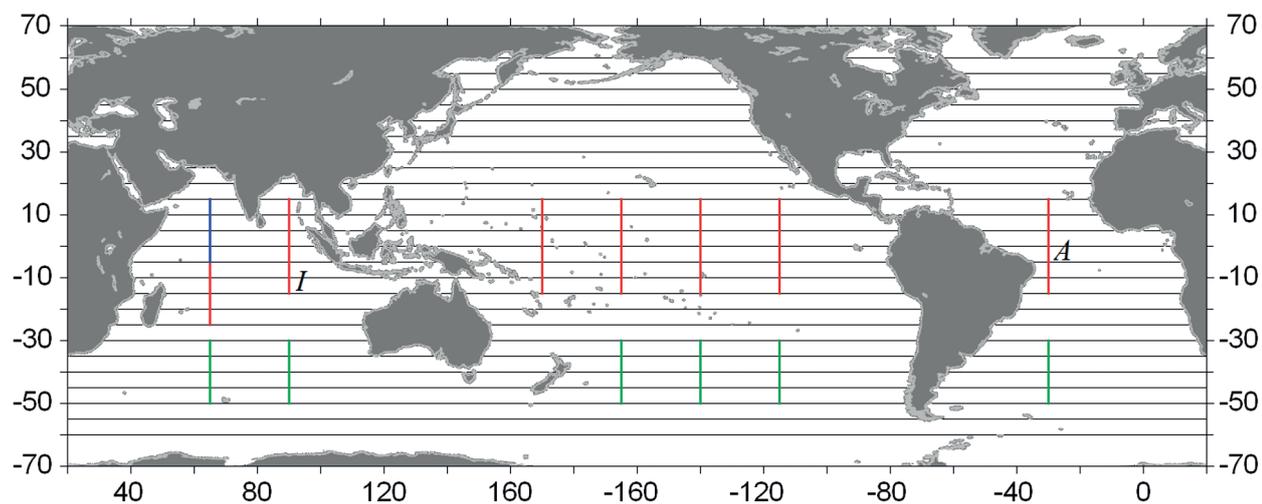


Рис. 3. Семейства границ для расчёта потоков скрытого тепла: чёрные — вдоль параллелей с шагом  $5^\circ$ ; цветные — вдоль меридианов. Меридиональные границы, помеченные буквами “I” и “A”, использованы в расчётах, проиллюстрированных на рис. 7

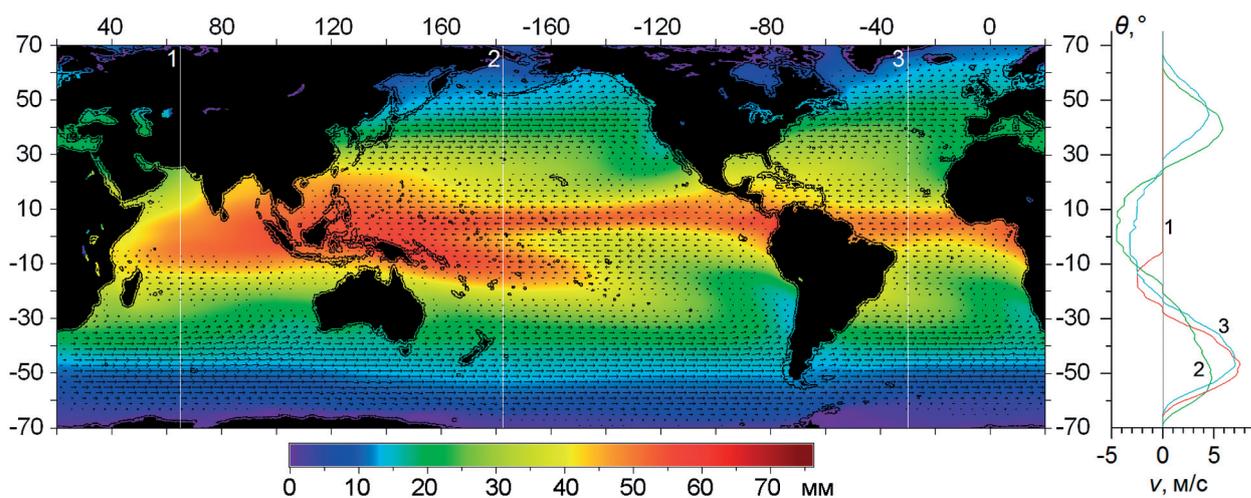
Благодаря возможности выполнения расчётов как по всей длине границы, так и по её отдельным фрагментам, были получены временные ряды потоков скрытого тепла как над всем Мировым океаном, так и над отдельными акваториями. Возможность произвольного выбора положений границ обеспечивала «фокусировку» анализа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

## Обсуждение результатов

Для получения наиболее общего представления о рассчитанном массиве данных было построено среднее за всё время наблюдений поле ИВС и соответствующее среднее поле адвекции. Результат представлен на *рис. 4*. 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 (Palmén, Newton, 1969), наблюдается устойчивый восточный перенос в низких широтах и противоположный ему западный перенос в более высоких, вплоть до  $60\text{--}70^\circ$ . 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.

На *рис. 4* 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 приведённые на графике справа кривые 1–3. Максимумы западного переноса достигаются между  $40$  и  $50^\circ$  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 Figure 1.2 из работы (Palmén, Newton, 1969), восточный перенос в нижней тропосфере тропических широт осуществляется со скоростью около  $5$  м/с. Западный перенос на  $40^\circ$  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, приведёнными на Figure 1.2–1.4 работы (Palmén, Newton, 1969), из которых видно, что меридиональная адвекция в среднем в  $2\text{--}4$  раза медленнее зональной.



*Рис. 4.* Среднее поле интегрального влагосодержания атмосферы за всё время наблюдений, исключая неполный 2017 г. (цвет, шкала значений в миллиметрах 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 —  $65^\circ$  в. д.; 2 —  $178^\circ$  з. д.; 3 —  $30^\circ$  з. д. в интервале от  $70^\circ$  ю. ш. до  $70^\circ$  с. ш.

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 «язычков» относительно сухого воздуха, вытянутых от средних широт к экватору над восточными акваториями океанов. Ещё 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 всё множество данных на группы, относящиеся к тёплым и холодным временам года обоих полушарий. Далее, для краткости, «летом» будем называть трёхмесячный интервал, центрированный относительно 22 июня, а «зимой» — такой же интервал с серединой 22 декабря. Ясно, что «зима» условно соответствует тёплому сезону в южном полушарии, а «лето» — холодному, и наоборот для северного полушария.

Картину средней сезонной циркуляции атмосферы иллюстрирует *рис. 5* на примере лета 2003 г. (*а*) и зимы 2003/2004 гг. (*б*). Каждому сезону соответствует пара изображений. Верхние построены аналогично *рис. 4* 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).

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 тёплый сезон в каждом из полушарий (ср. Figure 3.1–3.4 из работы (Palmén, Newton, 1969)). Также привлекает внимание проявившаяся структура циркуляции над Индийским океаном (ИО).

Карты скоростей адвекции (нижние изображения в парах) дают дополнительную полезную информацию. Так, на них отчётливо 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, Figure 6a, JJA). Над ИО область слабой адвекции размывается почти до 5° ю. ш. В то же время южная граница ВЗК почти везде проходит около 25° ю. ш. с незначительными отклонениями от параллели.

Зимой ситуация меняется на противоположную. Северная граница ВЗК пролегает вдоль 20° с. ш. над всеми океанами. Южная граница ВЗК вытягивается полосами между 20 и 30°, с устойчивой тенденцией смещения на юг в восточных частях. Здесь опять наблюдается чёткое соответствие с оценками (Lie, Tang, 2005, Figure 6a, DJF). Над ИО формируется сложная структура потоков, в которой область слабой адвекции образует антициклоническое кольцо, достигающее экватора.

Дальнейшая детализация характеристик атмосферной циркуляции возможна расчётом потоков скрытого тепла через введённые ранее семейства границ (см. *рис. 3*). На *рис. 6* приведён пример анализа потоков скрытого тепла над Мировым океаном через границы над экватором и 25° с. ш. На графике *рис. 6а* чёрной линией показан рассчитанный временной ряд суммарной мощности потока скрытого тепла через экватор  $P$ , ПВт (с дискретизацией 6 ч), а красным — результат его сглаживания в скользящем окне, соответствующем трёхмесячному интервалу осреднения. Положительные значения потоков соответствуют направлению на север. Видно, что в эволюции потока чётко прослеживается годичный период колебаний. При этом, однако, дисперсия отклонений от годовой гармоникой оказывается значительно выше её мощности, что говорит о существенном влиянии на общую циркуляцию процессов сравнительно небольших (синоптических и мезо-) масштабов. Также заметна изменчивость самой годовой гармоникой на рассмотренном 15-летнем интервале.

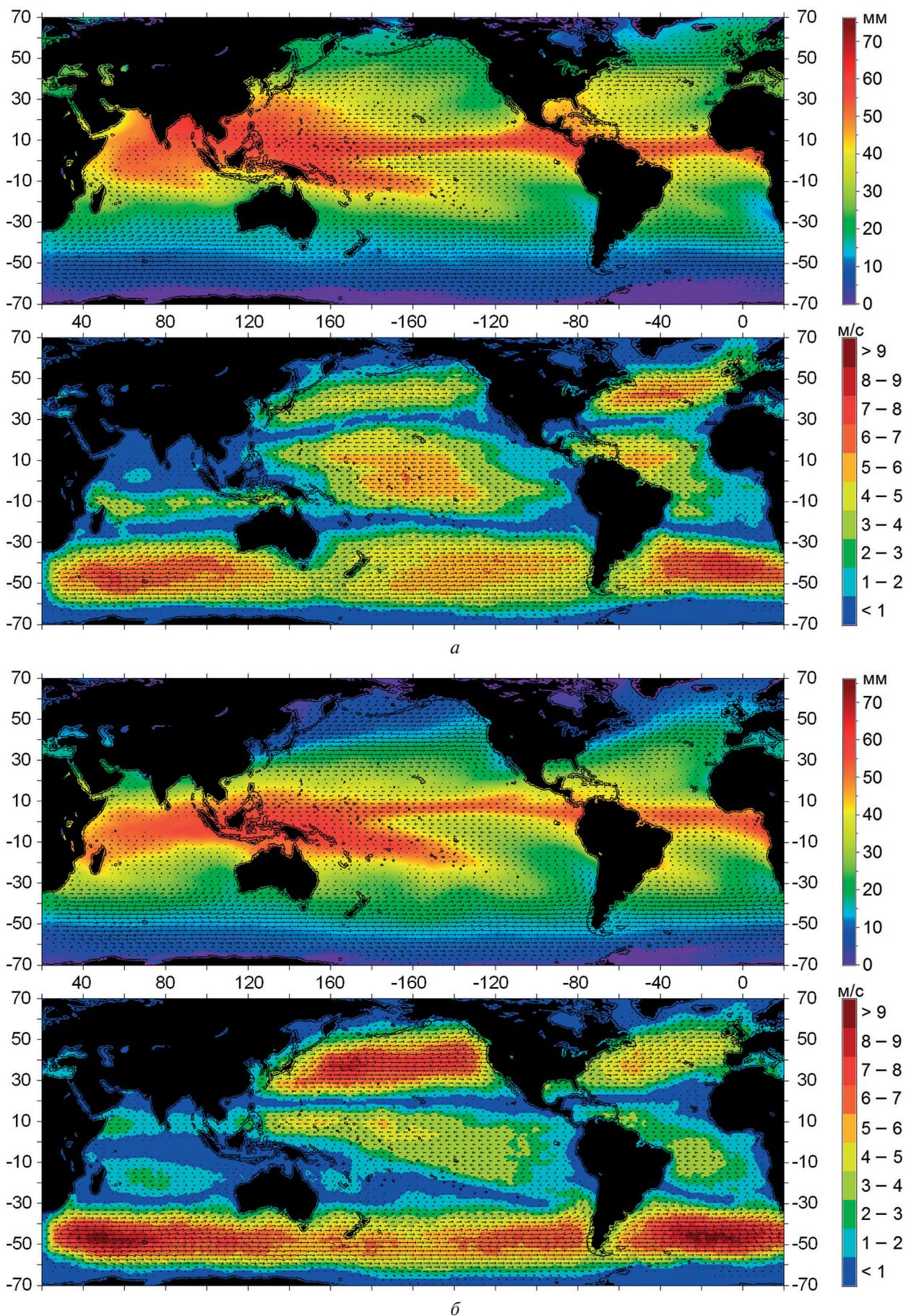


Рис. 5. Сезонные средние поля интегрального влагосодержания и скорости адвекции: *a* — лето 2003 г.; *б* — зима 2003/2004 г. (см. пояснения в тексте)

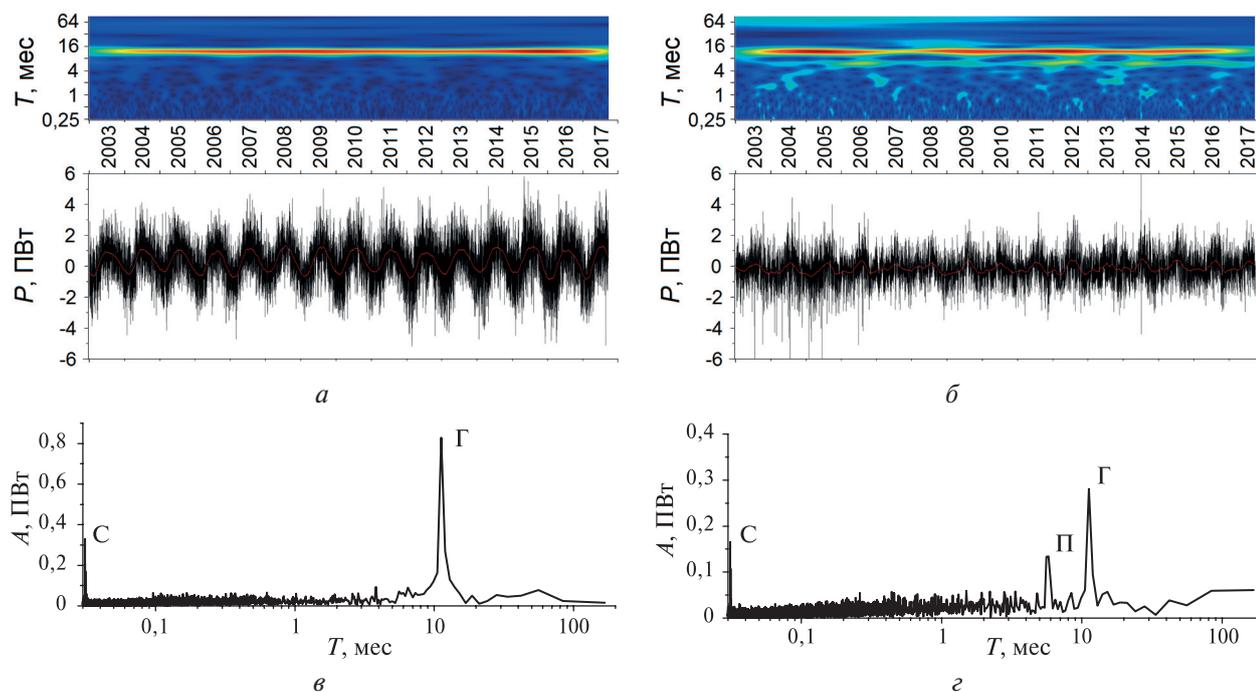


Рис. 6. Анализ меридиональных потоков скрытого тепла над Мировым океаном: слева — на широте экватора; справа — на  $25^\circ$  северной широты; временной ряд суммарной мощности потоков  $P$ , ПВт, с дискретизацией 6 ч (чёрные кривые) и трёхмесячным усреднением (красные кривые); вейвлет-спектры ( $a$ ,  $b$  сверху) и фурье-спектры ( $v$ ,  $z$ ) исходного временного ряда (пояснения в тексте)

Изучение тонких особенностей эволюции временных рядов возможно с применением аппарата вейвлет-анализа. Над графиком *рис. 6a* дана вейвлетограмма (результат разложения с использованием вейвлета Морле) исходного временного ряда. По вертикальной оси отложен эффективный масштаб, приведённый к интервалу времени в месяцах. Малые масштабы (начиная от недели, 0,25 мес) расположены снизу для удобства соотнесения с графиками временных рядов. Горизонтальные шкалы времени вейвлетограммы и графиков совмещены. Максимальный масштаб ограничен в вейвлет-анализе значением 96 мес (8 лет). Вейвлетограмма подтверждает, что наиболее яркой особенностью временного ряда суммарной мощности потока через экватор над Мировым океаном является его годовое 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 (квазидвухлетних, квазичетырёхлетних и т.п.) циклов, однако исходный 15-летний интервал не даёт надёжной 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) даёт фурье-анализ. Спектр Фурье для исходного ряда на графике *рис. 6a* приведён под ним, на *рис. 6v*. 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 являются годовая и суточная гармоники, обозначенные на графике *рис. 6v* буквами «Г» и «С», соответственно. Этот результат также находится в полном согласии с известными свойствами атмосферной циркуляции.

Второй пример проиллюстрирован на *рис. 6b* и  $z$ . Здесь в качестве исходного временного ряда взята суммарная мощность потока через границу  $25^\circ$  с.ш. (чёрная линия на графике *рис. 6b*). 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 годичной гармоники в разы меньше (см. *рис. 6z*), что говорит об усиливающемся вкладе мелкомас-

штабных процессов. Это находит подтверждение в вейвлет-анализе (рис. 6б, вверху), который выделяет не только ярко выраженную годовичную 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») (см. рис. 6г). 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.

Некоторые результаты аналогичного анализа, выполненного для зональных потоков скрытого тепла через границы, обозначенные на рис. 3 буквами «I» и «A», отображает рис. 7. Граница «I» проходит над ИО по меридиану 90° в.д. между 15° северной и южной долготы. Исходный временной ряд суммарного потока скрытого тепла с шагом 6 ч отображён на графике рис. 7а чёрной линией, сглаженный в трёхмесячном 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, приведённой вверху рис. 7а, и в фурье-спектре того же ряда, отображённой ниже на рис. 7в. Также в вейвлетограмме наблюдаются нерегулярные возмущения с масштабами от 1 до 4 мес, 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 мес), наиболее близкая гармоника, с периодом чуть менее 3 мес, показана на рис. 7в красной стрелкой. С другой стороны, учитывая нерегулярность формирования волны Маддена-Джулиана, отсутствие чётко выраженной спектральной компоненты в исследованном ряду не доказывает отсутствия проявлений в нём ОМД. Этот вопрос должен быть исследован более подробно, вероятно, с привлечением данных более высокой детальности.

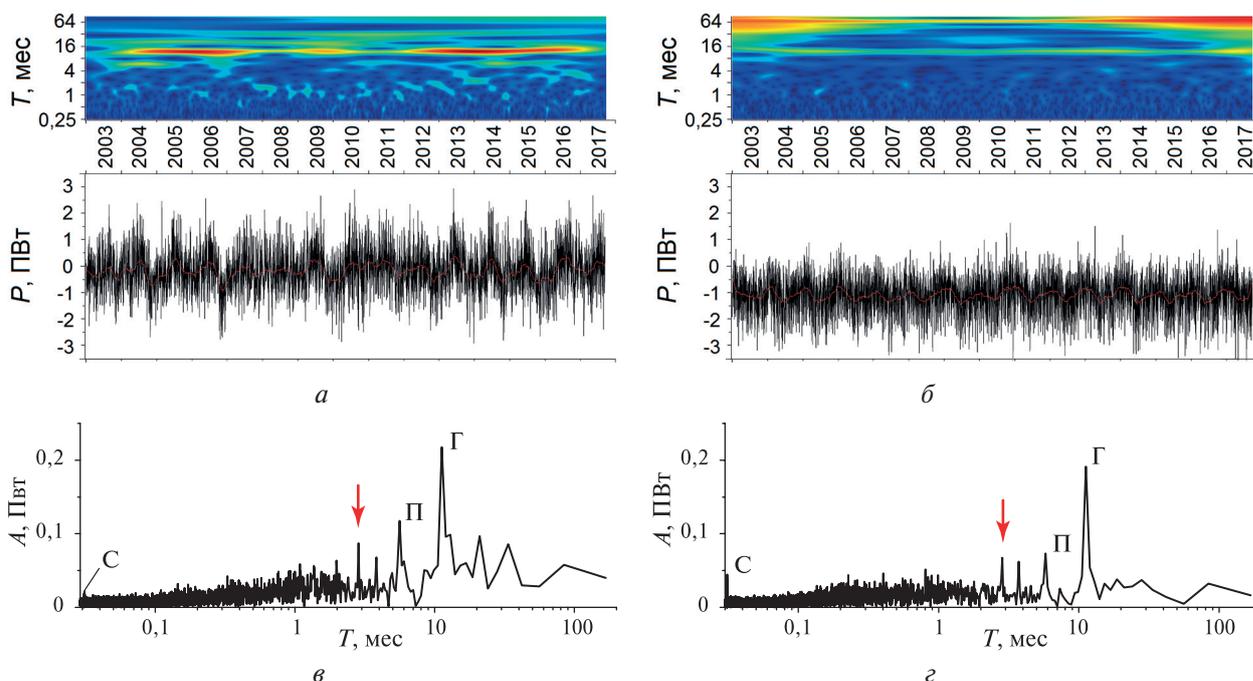


Рис. 7. Анализ зональных потоков скрытого тепла в тропиках над Индийским (слева) и Атлантическим (справа) океанами: временной ряд суммарной мощности потоков  $P$ , ПВт, с дискретизацией 6 ч (чёрные кривые) и трёхмесячным усреднением (красные кривые); вейвлет-спектры (а, б вверху) и фурье-спектры (в, г) исходного временного ряда (пояснения в тексте)

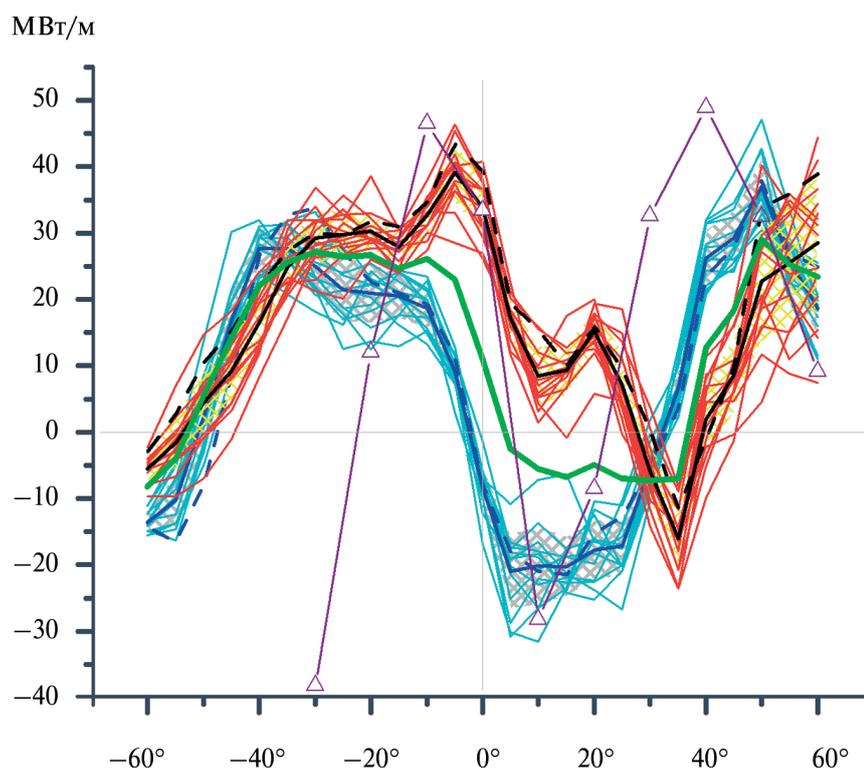


Рис. 8. Удельные мощности меридиональных потоков скрытого тепла как функции широты: голубые кривые — средние «зимние» потоки, красные — средние «летние» потоки; пунктирная синяя кривая — средний поток зимы 2016/2017 г., пунктирная чёрная кривая — средний поток лета 2017 г.; толстая синяя — средний «зимний» поток за все годы, толстая чёрная — средний «летний» поток; толстая зелёная — средний поток за непрерывный интервал наблюдений 2003–2016 гг.; треугольники — пересчёт данных (Palmén, Newton, 1969) (см. пояснения в тексте)

Результаты аналогичного анализа для границы «А», которая проходит над АО по меридиану  $30^\circ$  в. д. между  $15^\circ$  северной и южной долготы, иллюстрируют рис. 7б и г. Восточный перенос скрытого тепла над ИО гораздо ярче выражен, чем над АО, — значения потока в среднем существенно отрицательны. Как и в других случаях, отчётливо выделяются годовая, полугодовая и суточная гармоника колебаний (см. рис. 7з). Возмущения с масштабом 1–4 мес заметно слабее, чем над ИО (см. вейвлетограмму на рис. 7б). 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 мес (но не 1,5 мес).

В заключение рассмотрим структуру меридиональных потоков скрытого тепла как функций широты. С этой целью были рассчитаны средние значения мощности потоков через все широтные границы, показанные на рис. 3, для «лет» и «зим» 2003–2017 гг. Для возможности их прямого сопоставления рассчитанные средние значения потоков были нормированы на длину соответствующих границ, в результате чего получены *удельные* мощности потоков скрытого тепла в мегаваттах на метр 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 рис. 8 представлены результаты расчёта 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 чёрной 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 (жёлтая штриховка) и зимы (серая штриховка). Отдельно на графиках выделены широтный ход удельных потоков скрытого тепла для лета 2017 г. (пунктирная чёрная линия) и зимы 2016/2017 гг. (пунктирная синяя линия).

Отметим следующие общие черты полученных зависимостей. 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  $30^\circ$  с. ш. 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 неё. 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 монографии (Palmén, Newton, 1969) 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  $1,647 \cdot 10^{16}$  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 *рис. 8* построен широтный ход удельных мощностей потоков скрытого тепла, осреднённых за всё время наблюдений, исключая неполный 2017 г. (зелёная кривая). Пересечение этой кривой с уровнем нулевых потоков приходится на  $5^\circ$  с. ш., что хорошо соответствует среднему положению термического экватора (Palmén, Newton, 1969), 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, оценённая 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.

Для количественного сопоставления полученных значений средних потоков на графике *рис. 8* также приведён расчёт, основанный на данных из работы (Palmén, Newton, 1969), где приведены модельные оценки полных потоков скрытого тепла через широтные границы с шагом  $10^\circ$  (Palmén, Newton, 1969, Table 2.4, p. 39). Эти значения легко перевести в оценку удельных потоков, разделив на длину соответствующих параллелей. Полученные значения показаны на *рис. 8* треугольниками, соединёнными фиолетовой линией. Между  $60^\circ$  с. ш. и  $20^\circ$  ю. ш. результаты обоих расчётов по порядку величины оказываются в неплохом согласии друг с другом (южнее этой области и до  $60^\circ$  ю. ш. авторы монографии (Palmén, Newton, 1969) приводят существенно большие оценки потоков в южном направлении). При этом, как уже отмечено, особенности широтного хода средних потоков, рассчитанные нами и приведённые в работе (Palmén, Newton, 1969), заметно отличаются.

Следует также отметить, что характер широтной зависимости зимних и летних потоков в поясе низких широт качественно соответствует зависимости, полученной в статье (Lie, Tang, 2005, Figure 7a, 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, Figure 6b). Этим, отчасти, могут быть вызваны и существенные различия в абсолютных значениях потоков. Нужно подчеркнуть, что, несмотря на консолидацию усилий по устранению имеющихся неопределённостей в климатологических рядах данных, расхождения оценок потоков атмосферной влаги по разным методикам остаются пока весьма значительными (Robertson et al., 2014). Так, графики в статье (Lie, Tang, 2005, Figure 7a) позволяют, например, оценить удельную мощность среднегодового меридионального потока скрытого тепла через экватор как среднее между «зимним» и «летним» потоками. Согласно расчётам (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); наши расчёты дают значение около 11 МВт/м; оценка на основании данных, приведённых в монографии (Palmén, Newton, 1969), даёт около 33 МВт/м (см. рис. 8).

## Заключение

В работе на основе данных спутникового радиотеплового мониторинга в интервале 15 лет непрерывных наблюдений исследованы некоторые свойства глобальной атмосферной циркуляции. Показано, что применённая методика анализа способна реалистично воспроизвести многие её 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 мес (сутки), 6 и 12 мес; среднее положение термического экватора на уровне 5° с. ш., конвергенция потоков скрытого тепла в экваториальной зоне, средний положительный поток скрытого тепла из южного полушария в северное и т. д. Принципиальной особенностью работы является факт, что все указанные результаты были получены применением единой формальной расчётной схемы к большому массиву спутниковых наблюдений без привлечения дополнительных данных (начиная от параметров орбиты и наклона оси вращения Земли) и климатического моделирования. Таким образом, информация обо всех указанных свойствах атмосферной циркуляции (и, следует ожидать — многих других) непосредственно содержится в имеющихся в распоряжении исследователей данных спутниковых наблюдений и может быть эффективно извлечена из них, в частности, с помощью подхода спутникового радиотепловидения.

Выполненный в работе анализ характеристик глобальной атмосферной циркуляции скрытого тепла, безусловно, не претендует на полноту и законченность. Как указано выше, многие проблемные аспекты требуют привлечения к анализу данных более высокого пространственно-временного разрешения, что наталкивается на определённые технологические сложности. Большие объёмы уже накопленных данных прогрессивно расширяют многообразие заслуживающих практического рассмотрения задач, связанных с анализом внутритропических циклонов, динамических и энергетических характеристик атмосферных рек, вариаций индекса зональной циркуляции и др. Планируя дальнейшие исследования, авторы одновременно завершают технические работы по обеспечению открытого доступа к расчётным многолетним полям интегрального влагосодержания и адвекции водяного пара в нижней тропосфере через геопортал спутникового радиотепловидения.

Создание использованного в работе программного обеспечения частично поддержано РФФИ, проект № 15-07-04422-а.

## Литература

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.
2. Блинова Е. Н. Общая циркуляция атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды // Труды ГМЦ. 1967. Вып. 15 С. 3–26.
3. Дымников В. П., Лысков 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.
4. Ермаков Д. М. Климатология атмосферных рек: возможности спутникового радиотепловидения // 7-е Всерос. Армандовские чтения: Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн. Муром: МИ ВлГУ, 2017. С. 207–215. URL: [http://www.mivlgu.ru/conf/armand2017/rmdzs-2017/pdf/S2\\_19.pdf](http://www.mivlgu.ru/conf/armand2017/rmdzs-2017/pdf/S2_19.pdf) (30.10.2017).
5. Ермаков Д. М., Раев М. Д., Чернушич А. П., Шарков Е. А. (2013а) Проблемы построения радиотепловых полей достаточной однородности при высоком пространственном разрешении по спутнико-

- вым измерениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 24–33.
6. *Ермаков Д. М., Раев М. Д., Чернушич А. П., Шарков Е. А.* (2013б) Алгоритм построения глобальных радиотепловых полей системы океан-атмосфера высокой пространственно-временной дискретизации по спутниковым микроволновым измерениям // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 72–82.
  7. *Ермаков Д. М., Чернушич А. П.* Развитие сетевых сервисов геопортала спутникового радиотепловидения // Электронные библиотеки. 2017. Т. 20. № 1. С. 50–76.
  8. *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.
  9. *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. 2012. Т. 9. № 2. С. 207–213.
  10. *Ермаков Д. М., Шарков Е. А., Чернушич А. П.* (2014а) Оценка тропосферных адвективных потоков скрытого тепла над океаном при анимационном анализе радиотепловых данных спутникового мониторинга // Исследование Земли из космоса. 2014. № 4. С. 32–38.
  11. *Ермаков Д. М., Шарков Е. А., Чернушич А. П.* (2014б) Роль тропосферных адвективных потоков скрытого тепла в интенсификации тропических циклонов // Исследование Земли из космоса. 2014. № 4. С. 3–15.
  12. *Ермаков Д. М., Шарков Е. А., Чернушич А. П.* (2014в) Возможности количественного описания мезомасштабных процессов в атмосфере на основе анимационного анализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 153–162.
  13. *Ермаков Д. М., Шарков Е. А., Чернушич А. П.* Оценка точности интерполяционной схемы спутникового радиотепловидения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2. С. 77–88.
  14. *Ермаков Д. М., Чернушич А. П., Шарков Е. А.* (2016а) Геопортал спутникового радиотепловидения: данные, сервисы, перспективы развития // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 46–57.
  15. *Ермаков Д. М., Шарков Е. А., Чернушич А. П.* (2016б) Спутниковое радиотепловидение на синоптических и климатически значимых масштабах // Исследование Земли из космоса. 2016. № 5. С. 3–9.
  16. *Ермаков Д. М., Шарков Е. А., Чернушич А. П.* Анализ эволюции системы взаимодействующих тайфунов с помощью спутникового радиотепловидения // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 77–87.
  17. *Кутуза Б. Г., Данильчев М. В., Яковлев О. И.* Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.
  18. *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.
  19. 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.
  20. *Рузмайкин А.* Климат как игра случая // Успехи физ. наук. 2014. Т. 184. С. 297–311.
  21. *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.
  22. *Халтинер Дж. М. Ф.* Динамическая и физическая метеорология. М.: Иностранная лит., 1960. 436 с.
  23. *Шарков Е. А.* Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. В 2 т. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
  24. *Anandan P.* A computational framework and an algorithm for the measurement of visual motion // Intern. J. Computer Vision. 1989. V. 2. No. 3. P. 283–310.
  25. *Armand N. A., Polyakov V. M.* Radio propagation and remote sensing of the environment. CRC Press, 2004. 448 p.
  26. *Barron J. L., Fleet D. J., Beauchemin S. S.* Performance of optical flow techniques // Intern. J. Computer Vision. 1994. V. 12. No. 1. P. 43–77.
  27. *Blackwell W. J.* A neural-network technique for the retrieval of atmospheric temperature and moisture profiles from high spectral resolution sounding data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2005. V. 43. No. 11. P. 2535–2546.
  28. Climate change 2014: Synthesis report. IPCC, 2015. [Электронный ресурс]. [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR\\_AR5\\_FINAL\\_full\\_ru.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR_AR5_FINAL_full_ru.pdf) (30.10.2017).

29. *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. No. 9. P. 974–985.
30. *Ermakov D. M., Sharkov E. A., Chernushich A. P.* Satellite radiothermvision of atmospheric mesoscale processes: case study of tropical cyclones // *The Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences — ISPRS Archives*. 2015. V. 40. No. 7/W3. P. 179–186.
31. *Ermakov D. M., Sharkov E. A., Chernushich A. P.* A multisensory algorithm of satellite radiothermvision // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. No. 9. P. 1172–1180.
32. *Horn B. K. P., Schunck B. G.* Determining optical flow // *Artificial Intelligence*. 1981. V. 17. P. 185–203.
33. *Kramer H. J.* Observation of the Earth and its environment: Survey of missions and sensors. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 1567 p.
34. *Lie W. T., Tang W.* Estimating moisture transport over oceans using space-based observations // *J. Geophysical Research*. 2005. V. 110. No. D10. D10101. DOI:10.1029/2004JD005300.
35. *Madden R. A., Julian P. R.* Observations of the 40-50-day tropical oscillation // *Monthly weather review*. 1994. V. 122. No. 5. P. 814–837.
36. *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. No. 9. P. 1104–1113.
37. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR). WMO, 2011–2017. <https://www.wmo-sat.info/oscar/> (30.10.2017).
38. *Palmén E., Newton C. W.* Atmospheric circulation systems: Their structural and physical interpretation. N. Y.: Academic Press, 1969. 603 p.
39. *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 // *J. Climate*. 2014. V. 27. No. 16. P. 6135–6154.
40. *Rodgers C. D.* Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice. World Scientific Publishing, 2000. 255 p.
41. *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 // *Bul. American Meteorological Society*. 1997. V. 78. No. 2. P. 173–195.
42. *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 / Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2012. Available online at [www.remss.com/missions/ssmi](http://www.remss.com/missions/ssmi).
43. *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 / Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2013. Available online at [www.remss.com/missions/windsat](http://www.remss.com/missions/windsat).
44. *Wentz F. J., Meissner T., Gentemann C., Brewer M.* (2014a) Remote Sensing Systems AQUA AMSR-E daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7 / Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2014. Available online at [www.remss.com/missions/amr](http://www.remss.com/missions/amr).
45. *Wentz F. J., Meissner T., Gentemann C., Hilburn K. A., Scott J.* (2014b) Remote Sensing Systems GCOM-W1 AMSR2 daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7.2 / Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2014. Available online at [www.remss.com/missions/amr](http://www.remss.com/missions/amr).
46. *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 Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2013. V. 51. No. 4. P. 2166–2176.
47. *Wimmers A. J., Velden C. S.* Seamless advective blending of total precipitable water retrievals from polar orbiting satellites // *J. Applied Meteorology and Climatology*. 2011. V. 50. No. 5. P. 1024–1036.

## Circulation of latent heat in the Earth's atmosphere: an analysis of 15-year radiothermal satellite measurements

D. M. Ermakov<sup>1,2</sup>, E. A. Sharkov<sup>2</sup>, A. P. Chernushich<sup>1</sup>

<sup>1</sup> V.A. Kotel'nikov Institute of Radio Engineering and Electronics RAS, Fryazino Branch, Fryazino 141190, Moscow Region, Russia  
E-mail: dima@ire.rssi.ru

<sup>2</sup> Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia  
E-mail: e.sharkov@mail.ru

With the aid of the previously developed approach of satellite radiothermvision, satellite radiometric measurements of the Earth in a continuous observation interval from 2003 to 2017 were analyzed. About 22 000 pairs of synchronous fields of the global coverage of the atmospheric total precipitable water and of the water vapor advection rates were constructed with 6-hour time step on a regular grid with a sampling of 0.25°. The obtained dynamic description of the atmosphere made it possible to study the characteristics of atmospheric circulation in terms of latent heat fluxes at climatically significant scales. The calculated characteristic parameters of the circulation are basically in good qualitative and quantitative agreement with the known data. The zonal circulation structure was clearly identified, obtained were the typical values of latitudinal distributions of advection velocities, positions and seasonal migration of the borders of the Hadley cells, the average position of the thermal equator over the World Ocean, the average positive transfer of latent heat from the southern hemisphere to the northern one, diurnal and annual oscillations of the meridional and zonal fluxes of the latent heat, etc. It was noted that a number of problematic aspects of analysis requires improvement of the space-time details of the initial data series. It is principally achievable within the framework of multisensory satellite radiothermvision. The technical work on providing free access to the calculated advection fields via the geoportal of satellite radiothermvision is being completed.

**Keywords:** atmospheric circulation, advection of the latent heat, climate, big data, satellite radiothermvision

Accepted: 08.12.2017  
DOI:10.21046/2070-7401-2017-14-6-9-27

### References

1. Basharinov A. E., Gurvich A. S., Egorov S. T., *Radioizluchenie Zemli kak planety* (The radio emission of the Earth as a planet), Moscow: Nauka, 1974, 188 p.
2. Blinova E. N., *Obschaya tsirkulyatsiya atmosfery i gidrodinamicheskii dolgosrochnyy prognoz pogody* (The general circulation of the atmosphere and a hydrodynamic long-term weather forecast), *Trudy GMTs*, 1967, Issue 15, pp. 3–26.
3. Dymnikov V. P., Lykosov V. N., Volodin E. M., Galin V. Ya., Glazunov A. V., Gritsun A. S., Dianskiy N. A., Tolstykh M. A., Chavro A. I., *Modelirovaniye klimata i ego izmeneniy* (Modelling the climate and its changes), *Sovremennyye problemy vychislitel'noy matematiki i matematicheskogo modelirovaniya*, Moscow: Nauka, 2005, Vol. 2, pp. 36–173.
4. Ermakov D. M., *Klimatologiya atmosferykh rek: vozmozhnosti sputnikovogo radioteplovideniya* (Climatology of atmospheric rivers: opportunities of satellite radiothermvision), *VII Vserossiyskie Armandovskie chteniya : Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya, radiolokatsii, rasprostraneniya i difraktsii voln*, Murom: MI VIGU, 2017, pp. 207–215. [Elektronnyy resurs] [http://www.mivlgu.ru/conf/armand2017/rmdzs-2017/pdf/S2\\_19.pdf](http://www.mivlgu.ru/conf/armand2017/rmdzs-2017/pdf/S2_19.pdf) (30.10.2017).
5. Ermakov D. M., Raev M. D., Chernushich A. P., Sharkov E. A., *Problemy postroeniya radioteplovykh pol'ey dostatochnoy odnorodnosti pri vysokom prostranstvennom razreshenii po sputnikovym izmereniyam* (Problems of construction of radiothermal fields of sufficient uniformity at high spatial resolution by satellite measurements), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 1, pp. 24–33.
6. Ermakov D. M., Raev M. D., Chernushich A. P., Sharkov E. A., *Algoritm postroeniya global'nykh radioteplovykh pol'ey sistemy okean-atmosfera vysokoy prostranstvenno-vremennoy diskretizatsii po sputnikovym mikrovolnovym izmereniyam* (An algorithm for construction global ocean-atmosphere radiothermal fields with high spatiotemporal sampling by satellite microwave measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 72–82.

7. Ermakov D.M., Chernushich A.P., Razvitie setevykh servisov geoportala sputnikovogo radioteplovideniya (Development of network services of the geoportal of satellite radiothermovision: ICAR project), *Elektronnyye biblioteki*, 2017, Vol. 20, No. 1, pp. 50–76.
8. Ermakov D.M., Chernushich A.P., Sharkov E.A., Shramkov Y.N., Vozmozhnosti postroeniya kratkosrochnykh global'nykh radioteplovykh izobrazheniy sistemy okean-atmosfera na baze programmnoy platformy Stream Handler (Opportunities to construct short-term global radiothermal images of the ocean-atmosphere system on the basis of the Stream Handler software platform), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2011, Vol. 8, No. 3, pp. 9–16.
9. Ermakov D.M., Chernushich A.P., Sharkov E.A., Pokrovskaya I.V., Detalizatsiya faz razvitiya TTs Katrina po interpolirovannym global'nym polyam vodyanogo para (Detailing the phases of development of the TC Katrina by interpolated global water vapor fields), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2012, Vol. 9, No. 2, pp. 207–213.
10. Ermakov D.M., Chernushich A.P., Sharkov E.A., Geoportal sputnikovogo radioteplovideniya: dan nye, servisy, perspektivy razvitiya (Geoportal of satellite radiothermovision: data, services, prospects), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 3, pp. 46–57.
11. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P., Otsenka troposfernykh advektivnykh potokov skrytogo tepla nad okeanom pri animatsionnom analize radioteplovykh dannykh sputnikovogo monitoringa (Evaluation of troposphere advective latent heat fluxes over oceans by animated analysis of satellite radiothermal remote data), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 4, pp. 32–38.
12. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P., Rol' troposfernykh advektivnykh potokov skrytogo tepla v intensivatsii tropicheskikh tsiklonov (The role of tropospheric advection of latent heat in the intensification of tropical cyclones), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 4, pp. 3–15.
13. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P., Vozmozhnosti kolichestvennogo opisaniya mezomasshtabnykh protsessov v atmosfere na osnove animatsionnogo analiza (Possibility of quantitative description of mesoscale processes in the atmosphere based on the animated analysis), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2014, Vol. 11, No. 4, pp. 153–162.
14. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P., Otsenka tochnosti interpolatsionnoy shemy sputnikovogo radioteplovideniya (Assessment of the accuracy of the interpolation scheme of satellite radiothermovision), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 2, pp. 77–88.
15. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P., Sputnikovoe radioteplovidenie na sinopticheskikh i klimaticheskikh znachimykh masshtabakh (Satellite radiothermovision at synoptic and climatically significant scales), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 5, pp. 3–9.
16. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P., Analiz evolutsii sistemy vzaimodeystvuyuschih tayfunov s pomoschyu sputnikovogo radioteplovideniya (Analysis of a system of interacting typhoons with the aid of satellite radiothermovision), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2017, No. 2, pp. 77–87.
17. Kutuza B.G., Danilychev M.V., Yakovlev O.I., *Sputnikovyy monitoring Zemli: Mikrovolnovaya radiometriya atmosfery i poverhnosti* (Satellite monitoring of the Earth: microwave radiometry of the atmosphere and the surface), Moscow: LENAND, 2016, 336 p.
18. Lykosov V.N., Glazunov A.V., Kulyamin D.V., Mortikov E.V., Stepanenko V.M., *Superkomp'yuternoe modelirovanie v fizike klimaticheskoy sistemy* (Supercomputer modeling in the physics of a climatic system), Moscow, Izdatel'stvo MGU, 2012, 408 p.
19. *Radiophysicheskie issledovaniya atmosfery: Trudy Vsesoyuznogo simposiuma po radiofizicheskim issledovaniyam atmosfery* (Radiophysical research of the atmosphere: Proceedings of the All-USSR symposium on radiophysical research of the atmosphere), Leningrad: Gidrometeoizdat', 1977, 296 p.
20. Ruzmaykin A., Klimat kak igra sluchaya (Climate as a game of chance), *Uspehi fizicheskikh nauk*, 2014, Vol. 184, pp. 297–311.
21. Sterlyadkin V.V., Pashinov E.V., Kuz'min A.V., Sharkov E.A., Differentsial'nye radioteplovye metody vosstanovleniya profilya vlazhnosti atmosfery s borta kosmicheskikh apparatov (Differential radio thermal methods of atmospheric humidity profile retrieving from spacecraft), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2017, No. 2, pp. 64–76.
22. Haltiner Dzh.M.F., *Dinamicheskaya i fizicheskaya meteorologiya* (Dynamical and physical meteorology), Moscow, Inostrannaya literatura, 1960, 436 p.
23. Sharkov E.A., *Radioteplovye distantsionnoye zondirovanie Zemli: fizicheskie osnovy* (Radiothermal remote sensing of the Earth: physical foundations), Vol. 1, Moscow: IKI RAN, 2014, 544 p.
24. Anandan P., A computational framework and an algorithm for the measurement of visual motion, *International Journal of Computer Vision*, 1989, Vol. 2, No. 3, P. 283–310.
25. Armand N.A., Polyakov V.M., *Radio propagation and remote sensing of the environment*, CRC Press, 2004, 448 p.

26. Barron J. L., Fleet D. J., Beauchemin S. S., Performance of optical flow techniques, *International journal of computer vision*, 1994, Vol. 12, No. 1, pp. 43–77.
27. 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, Vol. 43, No. 11, pp. 2535–2546.
28. *Climate change 2014: Synthesis report*. IPCC, 2015. [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR\\_AR5\\_FINAL\\_full\\_ru.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR_AR5_FINAL_full_ru.pdf) (30.10.2017).
29. Ermakov D. M., Sharkov E. A., Chernushich A. P., Satellite radiothermovision of atmospheric mesoscale processes: case study of tropical cyclones, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences — ISPRS Archives*, 2015, Vol. 40, No. 7/W3, pp. 179–186.
30. Ermakov D. M., Sharkov E. A., Chernushich A. P., A multisensory algorithm of satellite radiothermovision, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 9, pp. 1172–1180.
31. 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, Vol. 49, No. 9, pp. 974–985.
32. Horn B. K. P., Schunck B. G., Determining optical flow, *Artificial Intelligence*, 1981, Vol. 17, pp. 185–203.
33. Kramer H. J., *Observation of the Earth and its environment: Survey of missions and sensors*, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2002, 1567 p.
34. Lie W. T., Tang W., Estimating moisture transport over oceans using space-based observations, *Journal of Geophysical Research*, 2005, Vol. 110, No. D10, D10101. DOI:10.1029/2004JD005300.
35. Madden R. A., Julian P. R., Observations of the 40–50-day tropical oscillation, *Monthly weather review*, 1994, Vol. 122, No. 5, pp. 814–837.
36. Nerushev A. F., Kramchaninova E. K., Method for determining atmospheric motion characteristics using measurements on geostationary meteorological satellites, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2011, Vol. 47, No. 9, pp. 1104–1113.
37. *Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR)*. WMO, 2011–2017. <https://www.wmo-sat.info/oscar/> (30.10.2017).
38. Palmén E., Newton C. W., *Atmospheric circulation systems: Their structural and physical interpretation*, New York: Academic Press, 1969, 603 p.
39. 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, Vol. 27, No. 16, pp. 6135–6154.
40. Rodgers C. D., *Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice*, World Scientific Publishing, 2000, 255 p.
41. 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, Vol. 78, No. 2, pp. 173–195.
42. 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*, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2012, Available online at [www.remss.com/missions/ssmi](http://www.remss.com/missions/ssmi).
43. 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* Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2013, Available online at [www.remss.com/missions/windsat](http://www.remss.com/missions/windsat).
44. 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*, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2014, Available online at [www.remss.com/missions/amr](http://www.remss.com/missions/amr).
45. 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*, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 2014, Available online at [www.remss.com/missions/amr](http://www.remss.com/missions/amr).
46. 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, Vol. 51, No. 4, pp. 2166–2176.
47. 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, Vol. 50, No. 5, pp. 1024–1036.