О восстановлении динамических параметров пограничного слоя атмосферы на основе измерений радиометра SFMR и GPS-зондов NOAA в ураганных условиях

Е.И. Поплавский, Н.С. Русаков, О.С. Ермакова, Г.Н. Баландина, Д.А. Сергеев, Ю.И. Троицкая

Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия E-mail: poplavsky7@gmail.com

Обсуждается возможность восстановления динамических параметров (скорости приводного ветра, динамической скорости и параметра шероховатости или связанного с ним коэффициента аэродинамического сопротивления) пограничного атмосферного слоя в урагане на основе натурных измерений профилей скорости ветра с помощью падающих GPS-зондов и совмещённых с ними данных с многоканального микроволнового радиометра (англ. Stepped-Frequency Microwave Radiometer — SFMR), размещённого на самолётах. Для определения параметров атмосферного пограничного слоя по данным GPS-зондов был использован алгоритм, основанный на учёте автомодельности профиля скорости в пограничном слое атмосферы, ранее предложенный и успешно апробированный при восстановлении параметров пристеночных течений в лабораторных установках. Предварительные результаты обработки данных показали, что при скоростях приводного ветра, превышающих 35 м/с, происходит насыщение динамической скорости и соответственное убывание коэффициента сопротивления поверхности. На основе сопоставления измеренных динамических параметров и излучательной способности поверхности предложены эмпирические формулы, которые учитывают обнаруженные свойства динамических параметров атмосферного пограничного слоя и потенциально могут быть использованы для дистанционного восстановления параметров пограничного слоя.

Ключевые слова: ураган, микроволновое дистанционное зондирование, пограничные слои атмосферы и океана, динамическая скорость ветра, касательное турбулентное напряжение ветра, радиометр, излучательная способность

Одобрена к печати: 27.11.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-2-205-215

Введение

Первичными динамическими характеристиками приводного слоя атмосферы, представляющего собой с точки зрения механики потоков турбулентный пограничный слой, являются динамическая скорость ветра u_* и параметр шероховатости z_0 . Они определяют скорость приводного ветра в нейтральной атмосфере U_{10} , которая определяется как:

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{H_{10}}{z_0} \right), \tag{1}$$

где $\kappa = 0,4$ — постоянная Кармана; H_{10} — высота, принимаемая равной 10 м; z_0 — параметр шероховатости, определяемый u_* и свойствами подстилающей поверхности. В случае нейтральной стратификации приводного пограничного слоя величина U_{10} равна скорости ветра на высоте 10 м.

Критически важным параметром, который, например, входит в модели циркуляции атмосферы, используемые при прогнозе ураганов, является динамическая скорость ветра u_* , которая по определению связана с касательным турбулентным напряжением:

$$\tau = \rho_a u_*^2. \tag{2}$$

Традиционно контактными и дистанционными методами измеряют U_{10} , а для восстановления u_* используется так называемая балк-формула:

$$\tau = \rho_a C_d U_{10}^2,\tag{3}$$

где C_d — коэффициент аэродинамического сопротивления, связанный однозначно с параметром шероховатости:

$$C_d = \frac{\varkappa^2}{\ln^2(H_{10}/z_0)}.$$
 (4)

При высоких скоростях ветра свойства поверхности и, соответственно, зависимость z_0 (и C_d) от U_{10} изучены недостаточно. Есть веские экспериментальные свидетельства, что при $U_{10} > 30-35$ м/с имеет место аномальная убывающая зависимость $C_d(U_{10})$ (Holthuijsen et al., 2012; Jarosz et al., 2007; Powell et al., 2003). В то же время есть свидетельства резкого роста $C_d(U_{10})$ при высоких скоростях ветра (Bell et al., 2012). При этом в работе (Richter et al., 2016) показано, что при скоростях ветра более 30-35 м/с погрешность определения C_d превышает 50 %. Это является сильной мотивацией для поиска возможностей прямого определения динамической скорости ветра.

Дистанционные методы определения параметров приводного пограничного слоя обладают несомненными преимуществами, связанными с простотой применения, широким охватом исследуемых акваторий, всепогодностью. Важнейшим инструментом, который используется для определения скорости приводного ветра в условиях урагана, является многоканальный микроволновый радиометр (*англ.* Stepped-Frequency Microwave Radiometer — SFMR) Отдела исследований ураганов (*англ.* Hurricane Research Division — HRD) Национального управления океанических и атмосферных исследований США (*англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration — NOAA) (Uhlhorn, Black, 2003), установленный в настоящее время на исследовательских самолётах NOAA. По данным измерений яркостной температуры радиометром SFMR определяется излучательная способность морской поверхности, которая зависит от свойств поверхности моря, связанных, в свою очередь, со скоростью приводного ветра. Эмпирическая связь между скоростью приводного ветра и излучательной способностью поверхности используется для восстановления скорости ветра.

Следует, однако, отметить, что, строго говоря, на излучательную способность морской поверхности влияет её мелкомасштабная шероховатость (короткие поверхностные волны, пузырьки пены, брызги и т.п.). Она определяется касательным напряжением, действующим на поверхности океана, а также характеристиками поверхностного волнения. Задача, которую решает настоящая работа, состоит в том, чтобы найти эмпирические функции, связывающие излучательную способность с касательным турбулентным напряжением и параметром шероховатости (или коэффициентом сопротивления).

В соответствии с этой задачей статья имеет следующую структуру. В разд. «Определение динамической скорости....» описан метод определения основных параметров атмосферного пограничного слоя (динамической скорости ветра и параметра шероховатости) по профилям скорости, получаемым с помощью падающих GPS-зондов (*англ*. Global Positioning System — система глобального позиционирования), который используется в настоящей работе. В разд. «Сопоставление динамических параметров...» приводится сопоставление полученных данных со значениями излучательной способности морской поверхности, которая определяется по измерениям SFMR и доступна по ссылке https://www.aoml.noaa.gov/hrd/data_sub/ sfmr.html вместе с данными GPS-зондов. В заключении приведено обсуждение полученных зависимостей и оценка перспективы их использования для дистанционного измерения динамических параметров атмосферы.

Определение динамической скорости и параметра шероховатости ветрового потока в приводном пограничном слое атмосферы в урагане по данным падающих GPS-зондов NOAA

Динамическая скорость ветра может быть восстановлена по профилю скорости воздушного потока, осреднённой по турбулентным пульсациям (см., например, работу (Hinze, 1959)). Такой подход успешно применяется в технической гидродинамике для описания турбулентных пограничных слоёв на плоских пластинках и в трубах (Hinze, 1959). Он основан на использовании свойства автомодельности дефекта скорости в пограничном слое, включающем слой постоянных потоков с логарифмическим профилем и «следную» часть, в которой происходит приспособление потока к области невозмущённого течения (Hinze, 1959). При этом, используя свойство автомодельности, можно восстанавливать параметры слоя постоянных потоков (параметр шероховатости и динамическую скорость) по измерениям в следной части. Преимущество такого подхода заключается в возможности использования измерения профиля скорости воздушного потока на значительном удалении от поверхности, где потери данных существенно меньше, чем вблизи поверхности. Кроме того, при достаточном удалении от поверхности воды (обычно две-три значительной высоты волны) исчезает поток импульса от ветра к волнам, который вызывает деформацию профиля скорости (см., например, работу (Kandaurov et al., 2014)). Здесь этот подход описан применительно к профилям скорости ветра, полученным падающими GPS-зондами NOAA. В этом случае возможность использования данных падающих зондов на большом расстоянии от поверхности особенно важна, поскольку потеря данных существенно меньше, чем вблизи поверхности воды (Franklin et al., 2003).

Следует, однако, иметь в виду, что автомодельные законы для профилей скорости в турбулентном пограничном слое применимы лишь к величинам, осреднённым по статистическому ансамблю. В то же время отдельные профили скорости воздушного потока, измеряемые падающими зондами, являются случайными функциями координаты, которые представляют собой отдельные элементы статистического ансамбля. Как показывают исследования (Richter et al., 2016), результат осреднения профилей скорости чувствителен к выбору статистического ансамбля. В настоящей статье в качестве статистических ансамблей используются совокупности профилей скорости ветра, измеренных приблизительно в одинаковых условиях, а именно примерно на одинаковом расстоянии от центра урагана в определённом его секторе в одни и те же сутки. Пример такого статистического ансамбля изображён на *рис. 1* для урагана Ирма 09.09.2017.



Рис. 1. Профили скорости воздушного потока (*a*): тонкие линии — отдельные измеренные профили скорости; жирная линия — профиль скорости, осреднённый по ансамблю. Координаты сброса GPS-зондов (кружки) относительно центра урагана (крестик) (*б*). Стрелка указывает направление движения урагана

Динамические параметры атмосферного пограничного слоя (динамическая скорость и параметр шероховатости) определялись на основе метода, основанного на свойстве автомодельности профиля скорости в пограничном слое, хорошо известном в гидродинамике пристеночных течений (Hinze, 1959), который в этом случае хорошо описывается эмпирической функцией:

$$U_{\max} - U(z) = \begin{cases} u_* \left(-\frac{1}{\varkappa} \ln \frac{z}{\delta} + \gamma \right), & \frac{z}{\delta} < 0, 3, \\ \beta u_* \left(1 - \frac{z}{\delta} \right)^2, & \frac{z}{\delta} > 0, 3, \end{cases}$$
(5)

где U_{max} — скорость свободного потока; U(z) — профиль скорости в пограничном слое; $\varkappa = 0,4$ — постоянная Кармана; δ — толщина пограничного слоя; u_* — динамическая скорость потока.

Применительно к атмосферному пограничному слою в урагане этот метод оценки его параметров использовался в работе (Ermakova et al., 2020). Входящие в формулу (5) параметры U_{max} , u_* , δ легко получить, используя аппроксимацию полиномом второй степени измеренного профиля скорости в следной части, т.е. при $z/\delta > 0,3$:

$$U(z) = p_3 + p_2 z + p_1 z^2.$$
(6)

Из сравнения с выражением (5) следуют соотношения, позволяющие вычислить параметры турбулентного пограничного слоя (U_{max} , δ и u_*):

$$\beta u_* = -\frac{p_2^2}{4p_1}, \quad \delta = -\frac{p_2}{2p_1}, \quad U_{\text{max}} = p_3 + \beta u_*.$$
 (7)

На *рис. 2* показаны профили скорости в пограничном слое, полученные путём осреднения по ансамблю реализаций профилей скорости, измеренных приблизительно в одинаковых



Рис. 2. Профили скорости в автомодельных переменных (выражение (8))

условиях, аналогичных примеру, показанному на *рис.* 1, которые выражены в автомодельных переменных $(U_{max} - U(z))/\beta u_*$ и z/δ . Видно, что профили скорости, выраженные в автомодельных переменных, группируются около одной кривой, которую можно аппроксимировать выражением, следующим из формулы (5):

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{\beta u_{*}} = \begin{cases} -\frac{1}{\varkappa\beta} \ln \frac{z}{\delta} + \frac{\gamma}{\beta}, & \frac{z}{\delta} < 0, 3, \\ \left[\left(1 - \frac{z}{\delta} \right)^{2}, & \frac{z}{\delta} > 0, 3. \end{cases}$$
(8)

Аппроксимация экспериментальных данных формулой (8) даёт $-1/(\varkappa\beta) = 0,309$ и коэффициент $\gamma/\beta = 0,123$.

По известным βu_* (см. формулу (7)) и β вычислялось значение u_* , а затем с использованием полученных значений U_{max} , δ и u_* определялся параметр шероховатости:

$$z_0 = \delta \cdot \exp\left(\frac{-\varkappa U_{\max}}{u_*} + \gamma \varkappa\right) \tag{9}$$

и скорость приводного ветра:

$$U_{10} = 2,5u_* \cdot \ln\left(\frac{H_{10}}{z_0}\right),\tag{10}$$

где $H_{10} = 10$ м.

А затем из формул (9), (10) определялся коэффициент аэродинамического сопротивления:

$$C_D = \left(\frac{u_*}{U_{10}}\right)^2 = \frac{\kappa^2}{\left(\frac{\kappa U_{\text{max}}}{u_*} - \gamma \kappa + \ln \frac{H_{10}}{\delta}\right)^2}.$$
(11)

Рис. 3. Сопоставление скоростей приводного ветра: U_{sfc} , определённой по данным SFMR (https://www.aoml.noaa. gov/hurricane-research-division/), и U_{10} , вычисленной по формуле (10); сплошная линия соответствует аппроксимации $U_{sfc} = 0,99U_{10} + 0,14$

Следует отметить, что скорость приводного ветра, которая вычисляется по формуле (10), отличается от величины U_{sfc} , определяемой по эмпирической формуле, связывающей её и среднюю скорость ветра в нижнем 150-метровом слое атмосферы (Uhlhorn et al., 2007). На *рис. 3* показано соотношение между U_{10} и U_{sfc} : $U_{sfc} = 0.99 U_{10} + 0.14$. Таким образом, полученные двумя существенно разными способами оценки скорости приводного ветра оказываются очень близкими.



Для каждого выбранного статистического ансамбля был произведён расчёт параметров в соответствии с формулами (7)–(11). Результаты представлены на *рис.* 4. Для оценки зависимостей средних u_* , C_D от U_{10} производилась группировка данных (биннинг) по значению U_{10} и последующее осреднение.



Рис. 4. Зависимость динамической скорости и коэффициента сопротивления поверхности океана от скорости приводного ветра (*a*). Чёрные точки — результаты расчётов по отдельным статистическим ансамблям, составленным из профилей скорости, измеренных приблизительно в одинаковых условиях; синий цвет — осреднённые значения с доверительными интервалами; чёрные линии — степенные аппроксимации. Серый цвет на рисунке (*б*) — данные натурных измерений (Foreman, Emeis, 2010; Holthuijsen et al., 2012; Jarosz et al., 2007; Powell et al., 2003; Richter et al., 2016)

Из рис. 4 видно, что при $U_{10} < 35$ м/с величина u_* растёт пропорционально U_{10} , при этом коэффициент аэродинамического сопротивления поверхности при $U_{10} < 35$ м/с равен постоянной величине — примерно 0,0025. Такая же зависимость была приведена в работе (Foreman, Emeis, 2010), где анализировались данные, полученные при скоростях ветра до 25 м/с. При

 $U_{10} > 35$ м/с величина u_* в пределах экспериментальной погрешности не изменяется, её значение приблизительно равно 1,70 м/с. Этот предварительный результат требует проверки и уточнения на основе использования полного доступного набора экспериментальных данных, при этом нельзя исключать выявления слабой зависимости $u_*(U_{10})$. Физические механизмы аномального поведения касательного турбулентного напряжения при высоких скоростях ветра связывают с влиянием брызг в приводном слое атмосферы (см., например, Kudryavtsev, Makin, 2007; Troitskaya et al., 2018), пены на поверхности воды (например, Golbraikh, Shtemler, 2016; Troitskaya et al., 2019), свойствами сопротивления формы поверхностных волн (например, Bender, Ginis, 2000) и т. п. Однако окончательно этот вопрос не решён. Соответственно, при $U_{10} > 35$ м/с коэффициент сопротивления убывает пропорционально U_{10}^{-2} . В пределах экспериментальной погрешности зависимость C_D от U_{10} согласуется с полученными ранее результатами (см. *рис.* 46).

Сопоставление динамических параметров пограничного слоя атмосферы при урагане со значениями излучательной способности морской поверхности по данным радиометра SFMR

Динамические параметры пограничного слоя атмосферы, восстановленные по данным падающих GPS-зондов, сопоставлялись с дистанционными данными пассивного микроволнового инструмента SFMR, установленного на борту тех же исследовательских самолётов, с которых сбрасываются GPS-зонды. SFMR измеряет яркостную температуру на 6 частотах (4,55 ГГц; 5,06; 5,64; 6,34; 6,96; 7,22 ГГц) в полосе пропускания 200 МГц, по которым восстанавливается излучательная способность поверхности океана, связанная со скоростью приводного ветра, и интенсивность осадков по их вкладу в бюджет яркостной температуры на указанных микроволновых частотах. Временной период для получения набора данных со всех шести каналов составляет 10 с. При типичной скорости самолёта 150 м/с это соответствует пространственному разрешению 1,5 км по траектории полёта. Кроме того, поперечный масштаб исследуемой области поверхности океана зависит от высоты полёта, физических размеров антенны и частоты микроволн. При типичной высоте полёта 1500 м поперечный масштаб исследуемой области имеет диаметр от 600 до 800 м в зависимости от канала.

Алгоритм восстановления скорости ветра в урагане основан на использовании геофизической модельной функции, предложенной в работе (Uhlhorn et al., 2007) и связывающей излучательную способность поверхности океана E_w и скорость приводного ветра:

$$E_{w} = \begin{cases} a_{1}U_{sfc}, & U_{sfc} \leqslant 7 \text{ M/c}, \\ a_{2} + a_{3}U_{sfc} + a_{4}U_{sfc}^{2}, & 7 < U_{sfc} \leqslant 31,9 \text{ M/c}, \\ a_{5} + a_{6}U_{sfc}, & U_{sfc} > 31,9 \text{ M/c}, \end{cases}$$
(12)

где коэффициенты определяются следующими значениями:

$$(a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, a_6) = (0,0401, 0,2866, -0,0418, 0,0058, -5,6658, 0,3314) \times 10^{-2}.$$
 (13)

На сайте https://www.aoml.noaa.gov/hurricane-research-division/, где собраны данные исследований ураганов с исследовательских самолётов NOAA, представлены временные ряды величины U_{sfc} , восстановленной по алгоритму, описанному в работе (Uhlhorn et al., 2007). Для того чтобы вернуться к излучательной способности E_w , мы использовали формулы (12), (13). Величина E_w рассчитывалась в точках, соответствующих координатам сброса GPS-зондов, а затем усреднялась по сконструированным ранее группам зондов.

Полученные значения E_w сопоставлялись со значениями U_{10} , u_* и C_D , рассчитанными в соответствии с процедурой, описанной в разд. «Определение динамической скорости...».

Для оценки зависимостей средних u_* , C_D и U_{10} от среднего значения E_w производилась группировка данных (биннинг) по значению E_w и последующее осреднение. Результаты та-

кой обработки показаны на *рис. 5.* Видно (см. *рис. 5a*), что в пределах погрешности формула (12) (пунктирная кривая) описывает экспериментальные данные для $U_{10}(E_w)$. В настоящей статье предлагается другая эмпирическая функция $U_{10}(E_w)$, составленная из двух степенных аппроксимаций:

$$U_{10} = \begin{cases} 91,9E_w^{1/3}, & E_w \le 0,05, \\ 151E_w^{1/2}, & E_w > 0,05. \end{cases}$$
(14)

Она позволит единообразно описывать эмпирические соотношения между E_w и двумя другими динамическими характеристиками атмосферного пограничного слоя, которые получаются независимо на основе обработки данных падающих GPS-зондов: u_* (см. *рис. 56*) и C_D (см. *рис. 56*).



Рис. 5. Сопоставление скорости приводного ветра (*a*), динамической скорости ветра (*б*) и коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности океана (*в*), восстановленных по данным падающих GPS-зондов. Чёрные точки — результаты расчётов по отдельным статистическим ансамблям, составленным из профилей скорости, измеренных приблизительно в одинаковых условиях; красный цвет — осреднённые значения с доверительными интервалами; чёрные линии — аппроксимации формулами (14)–(16) на рисунках (*в*), (*б*) и (*a*) соответственно. Пунктирная линия на рисунке (*a*) — кривая, задаваемая уравнением (12)

Аналогичные формуле (14) аппроксимации зависимостей $u_*(E_w)$ и $C_D(E_w)$ двумя степенными функциями имеют вид:

$$u_* = \begin{cases} 4,6E_w^{1/3}, & E_w \leq 0,05, \\ 1,7, & E_w > 0,05, \end{cases}$$
(15)

$$C_D = \begin{cases} 0,0025, & E_w \le 0,05, \\ 1,27 \cdot 10^{-4} E_w^{-1}, & E_w > 0,05. \end{cases}$$
(16)

Формулы (14), (15) и (16) согласованы между собой, удовлетворяют соотношениям (1)– (4) и согласуются с данными на *рис. 4*.

Пример использования формул (14)–(16) для восстановления динамических параметров атмосферного пограничного слоя по излучательной способности поверхности океана в сверхвысокочастотном (СВЧ) диапазоне на основе данных радиометра SFMR приведён на *рис. б.* Были восстановлены значения скорости приводного ветра U_{10} , динамической скорости u_* и коэффициента сопротивления C_D вдоль разреза, пересекающего глаз урагана Ирма 07.09.2017. Следует отметить небольшое различие значений скорости приводного ветра, восстановленных по формулам (12) и (14). Это обусловлено, прежде всего, тем, что набор данных, по которым были выведены формулы (14)–(16), не включал в себя скоростей ниже 15 м/с, и по этой причине он не пригоден для восстановления параметров пограничного слоя при сравнительно низких скоростях ветра внутри глаза урагана.



Рис. 6. Излучательная способность поверхности океана, E_w , измеренная вдоль трека самолёта над ураганом Ирма 07.09.2017 (1-й график). Красные линии — восстановленные значения скорости приводного ветра (формула (14), 2-й график), динамической скорости (формула (15), 3-й график), коэффициент аэродинамического сопротивления (формула (16), 4-й график). Чёрная линия на 2-м графике — скорость приводного ветра, восстановленная по формуле (12)

Небольшие различия при высоких скоростях ветра, по-видимому, могут быть объяснены статистическими погрешностями при ограниченном количестве использованных данных. Также

из уравнения (15) следует, что в области высоких скоростей в стене глаза урагана динамическая скорость ветрового потока постоянна. Это является прямым следствием насыщения зависимости $u_*(U_{10})$ при $U_{10} > 35$ м/с, показанной на *рис.* 4. Слабая зависимость $u_*(E_w)$ может проявиться при учёте дополнительных данных. Особенность коэффициента сопротивления заключается в значительном снижении его значений в области стены глаза урагана, где наблюдаются самые высокие скорости ветра. При этом в области сравнительно слабых ветров он постоянный. Это также следствие использования ограниченного набора данных и, вероятно, будет преодолено при его расширении.

Заключение

В настоящей работе обсуждаются возможности восстановления динамических параметров атмосферного пограничного слоя, в том числе скорости приводного ветра, динамической скорости ветра и параметра шероховатости (и связанного с ним коэффициента аэродинамического сопротивления) поверхности океана, по данным микроволнового радиометра SFMR, совмещённым с данными GPS-зондов NOAA, при ураганном ветре. Был использован массив данных с GPS-зондов и радиометра SFMR для ураганов 5-й категории в период с 2000 по 2017 г. в Атлантическом бассейне. При этом для обработки данных GPS-зондов был применён метод, основанный на автомодельности профиля дефекта скорости ветра в пограничном слое, который ранее успешно применялся для восстановления динамических параметров пограничных слоёв в лабораторных установках (Troitskaya et al., 2012), позволяющий определять параметры приводного ветра по измерениям верхней части атмосферного пограничного слоя.

Подчеркнём, что предложенная процедура восстановления u_* и C_D по данным SFMR отличается от используемой в настоящее время, когда по данным CBЧ-радиометрии восстанавливается скорость приводного ветра, а затем с помощью эмпирических балк-формул вычисляется касательное турбулентное напряжение (или динамическая скорость). Существенный недостаток традиционного метода обусловлен тем, что используемые в нём балк-формулы связывают средний коэффициент аэродинамического сопротивления и среднюю скорость приводного ветра, определённые на основе осреднения профилей скорости, полученных в разнородных условиях, а при нелинейной функции $C_D(U_{10})$, вообще говоря, $\langle C_D(U_{10}) \rangle \neq C_D(\langle U_{10} \rangle)$. В рамках предлагаемой здесь процедуры все параметры восстанавливаются по E_w , измеренной «здесь и сейчас». Следует, однако, заметить, что в настоящей статье эмпирические функции, связывающие излучательную способность поверхности океана с динамическими параметрами пограничного слоя атмосферы, носят предварительный характер, поскольку получены на ограниченном экспериментальном материале. Предполагается, что они будут уточняться в дальнейшем.

Работа выполнена при поддержке грантов Российского научного фонда, проект № 21-17-00214 (сбор и анализ радиометрических данных), Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 19-05-00249, 19-05-00366 (совмещение данных с радиометра с результатами измерений с GPS-зондов и спутниковыми снимками, верификация данных), Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках соглашения № 075-15-2020-776 (расчёт коэффициента сопротивления и динамической скорости). Работа О. С. Ермаковой дополнительно поддержана в рамках госзадания Минобрнауки России № 0030-2019-0020; работа Д.А. Сергеева, Н.С. Русакова, Е.И. Поплавского, Г.Н. Баландиной, Ю.И. Троицкой дополнительно поддержана в рамках госзадания Минобрнауки России № 0035-2019-0007.

Литература

- 1. *Bell M. M., Montgomery M. T., Emanuel K.A.* Air-Sea Enthalpy and Momentum Exchange at Major Hurricane Wind Speeds Observed during CBLAST // J. Atmospheric Sciences. 2012. V. 69. P. 3197–3222.
- Bender M.A., Ginis I. Real-Case Simulations of Hurricane–Ocean Interaction Using A High-Resolution Coupled Model: Effects on Hurricane Intensity // Monthly Weather Review. 2000. V. 128. Iss. 4. P. 917–946.
- 3. Ermakova O.S., Sergeev D.A., Rusakov N.S., Poplavsky E.I., Balandina G.N. Troitskaya Yu.I. Toward the GMF for Wind Speed and Surface Stress Retrieval in Hurricanes Based on the Collocated GPS-Dropsonde and Remote Sensing Data // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2020. V. 13. P. 4803–4808.
- 4. *Foreman R. J., Emeis S.* Revisiting the definition of the drag coefficient in the marine atmospheric boundary layer // J. Physical Oceanography. 2010. V. 40. P. 2325–2332.
- 5. *Franklin J. L., Black M. L., Valde K.* GPS dropwindsonde wind profiles in hurricanes and their operational implications // Weather Forecasting. 2003. V. 18. P. 32–44.
- 6. *Golbraikh E., Shtemler Y. M.* Foam input into the drag coefficient in hurricane conditions // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2016. V. 73. P. 1–9.
- 7. Hinze J. O. Turbulence: An Introduction to its Mechanism and Theory. N.Y.: McGraw-Hill, 1959. 586 p.
- 8. *Holthuijsen L. H., Powell M. D., Pietrzak J. D.* Wind and waves in extreme hurricanes // J. Geophysical Research: Ocean. 2012. V. 117. Art. No. C09003.
- 9. Jarosz E., Mitchell D.A., Wang D.W., Teague W.J. Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone // Science. 2007. V. 315. P. 1707–1709.
- 10. *Kandaurov A.A.*, *Troitskaya Yu. I.*, *Sergeev D.A.*, *Vdovin M. I.*, *Baidakov G.A.* Average velocity field in the air flow over the water surface in laboratory study of the hurricane conditions // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2014. V. 50. P. 399–410.
- 11. *Kudryavtsev V. N., Makin V. K.* Aerodynamic roughness of the sea surface at high winds // Boundary-Layer Meteorology. 2007. V. 125. P. 289–303.
- 12. *Powell M. D., Vickery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // Nature. 2003. V. 422. P. 279–283.
- Richter D. H., Bohac R., Stern D. P. An assessment of the flux profile method for determining Air–Sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones // J. Atmospheric Sciences. 2016. V. 73(7). P. 2665–2682.
- 14. *Troitskaya Yu. I.*, *Sergeev D. A.*, *Kandaurov A. A.*, *Baidakov G. A.*, *Vdovin M. A.*, *Kazakov V. I.* Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geophysical Research: Oceans. 2012. V. 117. Art. No. C00J21.
- 15. *Troitskaya Yu., Druzhinin O., Kozlov D., Zilitinkevich S.* "Bag-breakup" spume droplet generation mechanism at hurricane wind. Part II. Contribution to momentum and enthalpy transfer. // J. Physical Oceanography. 2018. V. 48. Iss. 9. P. 2189–2207.
- Troitskaya Yu., Sergeev D., Kandaurov A., Vdovin M., Zilitinkevich S. The Effect of Foam on Waves and the Aerodynamic Roughness of the Water Surface at High Winds // J. Physical Oceanography. 2019. V. 49. P. 959–981.
- 17. *Uhlhorn E. W., Black P. G.* Verification of remotely sensed sea surface winds in hurricanes // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2003. V. 20. P. 99–116.
- Uhlhorn E. W., Black P. G., Franklin J. L., Goodberlet M., Carswell J., Goldstein A. S. Hurricane surface wind measurements from an operational Stepped Frequency Microwave Radiometer // Monthly Weather Review. 2007. V. 135. P. 3070–3085.

On retrieval of the atmospheric boundary layer dynamic parameters based on collocated measurements of the SFMR and NOAA GPS dropsondes in hurricane

E. I. Poplavsky, N. S. Rusakov, O. S. Ermakova, G. N. Balandina, D. A. Sergeev, Yu. I. Troitskaya

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia E-mail: poplavsky7@gmail.com

The work is devoted to the development of a method for the tropical cyclones boundary atmospheric layer parameters retrieval, namely the dynamic speed and wind speed at meteorological height. For the analysis, we used the results of field measurements of wind speed profiles from GPS-dropsondes launched from National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) aircraft and collocated data from the Stepped-Frequency Microwave Radiometer (SFMR) located on the aircraft from which the GPS-dropsondes were launched. The emissivity was calibrated, which was determined from the data of radiometric measurements to field data obtained from the falling GPS-dropsondes. To determine the parameters of the atmospheric boundary layer from the data of GPS-dropsondes, an algorithm was used based on taking into account the self-similarity of the velocity defect profile. This algorithm makes it possible to retrieve the value of the atmospheric boundary layer. A comparison of the dependences of the wind speed at meteorological height reconstructed from the SFMR data and measurements from GPS-dropsondes obtained in the current work with similar dependences was carried out and their satisfactory agreement was demonstrated.

Keywords: hurricane, microwave remote sensing, boundary layers of the atmosphere and ocean, dynamic wind speed, tangential turbulent wind stress, radiometer, emissivity

Accepted: 27.11.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-2-205-215

References

- 1. Bell M. M., Montgomery M. T., Emanuel K. A., Air-Sea Enthalpy and Momentum Exchange at Major Hurricane Wind Speeds Observed during CBLAST, *J. Atmospheric Sciences*, 2012, Vol. 69, pp. 3197–3222.
- Bender M. A., Ginis I., Real-Case Simulations of Hurricane–Ocean Interaction Using A High-Resolution Coupled Model: Effects on Hurricane Intensity, *Monthly Weather Review*, 2000, Vol. 128, Issue 4, pp. 917–946.
- 3. Ermakova O. S., Sergeev D. A., Rusakov N. S., Poplavsky E. I., Balandina G. N., Troitskaya Yu. I., Toward the GMF for Wind Speed and Surface Stress Retrieval in Hurricanes Based on the Collocated GPS-Dropsonde and Remote Sensing Data, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2020, Vol. 13, pp. 4803–4808.
- 4. Foreman R. J., Emeis S., Revisiting the definition of the drag coefficient in the marine atmospheric boundary layer, *J. Physical Oceanography*, 2010, Vol. 40, pp. 2325–2332.
- 5. Franklin J. L., Black M. L., Valde K., GPS dropwindsonde wind profiles in hurricanes and their operational implications, *Weather Forecasting*, 2003, Vol. 18, pp. 32–44.
- 6. Golbraikh E., Shtemler Y. M., Foam input into the drag coefficient in hurricane conditions, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2016, Vol. 73, pp. 1–9.
- 7. Hinze J.O., *Turbulence: An Introduction to its Mechanism and Theory*, New York: McGraw-Hill, 1959, 586 p.
- 8. Holthuijsen L. H., Powell M. D., Pietrzak J. D., Wind and waves in extreme hurricanes, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2012, Vol. 117, Art. No. C09003.
- 9. Jarosz E., Mitchell D.A., Wang D.W., Teague W.J., Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone, *Science*, 2007, Vol. 315, pp. 1707–1709.
- 10. Kandaurov A.A., Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Vdovin M.I., Baidakov G.A., Average velocity field in the air flow over the water surface in laboratory study of the hurricane conditions, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014, Vol. 50, pp. 399–410.

- 11. Kudryavtsev V. N., Makin V. K., Aerodynamic roughness of the sea surface at high winds, *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, Vol. 125, pp. 289–303.
- 12. Powell M. D., Vickery P.J., Reinhold T.A., Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones, *Nature*, 2003, Vol. 422, pp. 279–283.
- 13. Richter D. H., Bohac R., Stern D. P., An assessment of the flux profile method for determining Air–Sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones, *J. Atmospheric Sciences*, 2016, Vol. 73, No. 7, pp. 2665–2682.
- 14. Troitskaya Yu. I., Sergeev D. A., Kandaurov A. A., Baidakov G. A., Vdovin M. A., Kazakov V. I., Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2012, Vol. 117, Art. No. C00J21.
- 15. Troitskaya Yu., Druzhinin O., Kozlov D., Zilitinkevich S., "Bag-breakup" spume droplet generation mechanism at hurricane wind. Part II. Contribution to momentum and enthalpy transfer, *J. Physical Oceanogra-phy*, 2018, Vol. 48, Issue 9, pp. 2189–2207.
- Troitskaya Yu., Sergeev D., Kandaurov A., Vdovin M., Zilitinkevich S., The Effect of Foam on Waves and the Aerodynamic Roughness of the Water Surface at High Winds, *J. Physical Oceanography*, 2019, Vol. 49, pp. 959–981.
- 17. Uhlhorn E. W., Black P. G., Verification of remotely sensed sea surface winds in hurricanes, *J. Atmospheric Oceanic Technology*, 2003, Vol. 20, pp. 99–116.
- Uhlhorn E. W., Black P. G., Franklin J. L., Goodberlet M., Carswell J., Goldstein A. S., Hurricane surface wind measurements from an operational Stepped Frequency Microwave Radiometer, *Monthly Weather Review*, 2007, Vol. 135, pp. 3070–3085.