

Экспериментальное исследование коэффициента сопротивления морской поверхности при сильных ветрах

© 2015 И.А. Репина, А.Ю. Артамонов, М.И. Варенцов,
А.В. Козырев

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
E-mail: repina@ifaran.ru

Поступила в редакцию 14.02.2013 г. После доработки 20.02.2014 г.

По данным измерений в прибрежной зоне и в открытом море рассматривается изменчивость коэффициента сопротивления морской поверхности в различных фоновых условиях. По экспериментальным данным, полученным при измерениях с борта судна, подтверждается уменьшение его значений при скоростях ветра больше 25 м/с. Исследуются особенности взаимодействия атмосферы и морской поверхности в прибрежной зоне. Отмечено, что при береговых ветрах значение коэффициента сопротивления морской поверхности возрастает, что связано с порывистостью береговых ветров и формированием внутренних пограничных слоев в приводном слое атмосферы. При направлении ветра с открытого моря коэффициент сопротивления также больше, чем в открытом океане. Это объясняется влиянием донной топографии и структуры береговой линии на характеристики морского волнения, а также малым разгоном волн в замкнутых морях. Следовательно, применение коэффициента сопротивления для открытого моря при моделировании штормовых условий в прибрежных зонах приводит к недооценке в этих зонах ветрового сопротивления.

Ключевые слова: штормовые ветры, коэффициент сопротивления, прибрежные районы, взаимодействие атмосферы и морской поверхности.

Введение. Недостаточное знание структуры приводного слоя атмосферы и его обмена импульсом, теплом и влагой с взволнованной водной поверхностью при различных фоновых условиях является в настоящее время основным препятствием для правильного функционирования оперативных, глобальных и региональных моделей прогноза погоды и экспертных моделей изменения климата. Одной из основных характеристик взаимодействия атмосферы и океана, входящих в модели прогноза ветрового волнения и ветра над морем, является коэффициент сопротивления морской поверхности

$$C_D = \frac{\tau_{turb}}{\rho_a U_{10}^2} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2}, \quad (1)$$

где U_{10} – скорость ветра на стандартной высоте $H = 10$ м; $\tau_{turb}(\eta) = \rho_a u_*^2$ – касательное турбулентное напряжение, или поток импульса; ρ_a – плотность воздуха; u_* – динамическая скорость. Мнения разных авторов о характере зависимости C_D от средней скорости ветра отличаются друг от друга. Как правило, эта зависимость представляется в двух видах: $C_D = a + bu_{10}$ или

$C_D = cu_{10}^k$, причем значения коэффициентов a , b , c , k в разных работах существенно отличаются. В качестве примеров можно привести следующие зависимости:

$$C_D = 10^{-3}(0,75 + 0,067U_{10}) \text{ – из работы [1],}$$

$$C_D = 10^{-3} \begin{cases} 1,24 \text{ м/с} < U_{10} < 11 \text{ м/с} \\ (0,49 + 0,065U_{10}) & 11 \text{ м/с} < U_{10} < 25 \text{ м/с} \end{cases} \text{ – из работы [2],}$$

$$C_D = 10^{-3}(0,87 + 0,0752U_{10} - 0,000661 U_{10}^2) \text{ – из работы [3].}$$

Значение коэффициента сопротивления определяется не только скоростью ветра, но и многими другими параметрами (стратификацией, возрастом морского волнения, направлением ветра в прибрежных районах, глубиной моря, наличием осадков, влажностью воздуха и пр.), с чем и связаны столь существенные отличия в параметризациях [4]. Достоверные оценки C_D при скоростях ветра более 5 м/с и менее 25 м/с изменяются в пределах $1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-3}$, при этом коэффициент сопротивления увеличивается с увеличением скорости ветра (< 25 м/с). Влияние стратификации на значение C_D особенно заметно при слабых ветрах. Неустойчивая стратификация способствует его увеличению, причем тем сильнее, чем слабее ветер [5]. При устойчивой стратификации сопротивление поверхности, напротив, уменьшается.

Коэффициент сопротивления при штормовых ветрах. Коэффициент аэродинамического сопротивления поверхности моря является критически важным параметром в теории ураганных ветров. Так, согласно модели [6], характеристики тропического циклона главным образом определяются балансом энергии, поступающей в атмосферу из океана, и работой касательных напряжений трения ветра. Традиционные балк-формулы, выведенные на основании обобщения экспериментальных данных, полученных при скоростях ветра менее 30 м/с, дают завышенные значения коэффициента сопротивления морской поверхности при ураганных ветрах. При этом оценки, приведенные в [6], показывают, что диссипация энергии за счет трения оказывается слишком высокой, чтобы объяснить наблюдаемую скорость ураганного ветра при реалистичных источниках энергии.

Объяснить высокие значения скорости ветра при ураганах можно при условии, если коэффициент сопротивления морской поверхности не возрастает при увеличении скорости ветра. Эта идея получила подтверждение в экспериментах, в которых измерения скорости ветра внутри тропических циклонов проводились с помощью падающих *GPS*-зондов [7]. На основе обобщения результатов этих измерений в работе [8] показано, что коэффициент сопротивления морской поверхности падает, когда скорость ветра превышает 30 – 35 м/с. Аналогичный эффект наблюдался в лабораторных экспериментах [9], где было обнаружено, что при скоростях ветра выше 25 – 30 м/с коэффициент сопротивления поверхности воды стремится к постоянному значению, приближенно равному 0,0023.

Объяснению этого явления посвящено значительное количество работ. Главный подход связан с учетом влияния брызг, которые образуются при срыве гребней крутых волн ветром. В работе [10] учитывается влияние брызг на обмен импульсом, а в [11 – 13] развита модель снижения аэродинамического сопротивления морской поверхности за счет уменьшения турбулентных флуктуаций скорости в слое воздуха над водой. В работе [11] расчет параметра шероховатости проводится с учетом эффекта брызг, генерируемых обрушением волн. Показано, что в этом случае коэффициент сопротивления начинает уменьшаться с увеличением скорости ветра. В работе [14] проведен численный эксперимент с использованием совместной ветроволновой и атмосферной модели. Показано, что расчетный коэффициент сопротивления согласуется с коэффициентом, полученным по результатам наблюдений.

Подобный механизм усиления ветра в присутствии взвешенных частиц описан в работах [15, 16] для песчаных бурь и [13, 17] – для метелей. Эти явления объединяет тот факт, что во всех случаях при усилении скорости ветра у поверхности образуется движущийся слой частиц – водяных капель, частиц песка и почвы, снежинок. То есть поток становится двухфазным. У поверхности концентрация частиц больше, чем в верхних слоях. Это означает, что внизу плотность воздушной смеси (воздуха и частиц) больше, чем вверху – т. е. дополнительно к температурной стратификации образуется устойчивая стратификация атмосферы по плотности. Чем стратификация устойчивее, тем больше энергии тратят турбулентные вихри на преодоление сил плавучести, а значит, тем меньше ее остается, и интенсивность перемешивания падает.

В работе [18] эффект ускорения воздушного потока объясняется изменением геометрии поверхности: при определенной стадии развития волнения в штормовых условиях волны становятся более пологими. Аналогичный результат получен в работе [19] с использованием совместной *WRF*-ветроволновой модели.

Экспериментальное определение коэффициента сопротивления. По понятным причинам непосредственных измерений коэффициента сопротивления при штормовых ветрах крайне мало. Существующие оценки в основном выполнены в лабораторных условиях. Эксперимент, описанный в работе [7], где измерения проводились с самолетов с помощью падающих *GPS*-зондов, до сих пор остается практически единственным. Поэтому так важны любые экспериментальные подтверждения указанного эффекта. Микрометеорологические измерения в приводном слое атмосферы при штормовых ветрах проводились нами в сентябре – октябре 2007 г. в Карском море на борту ГС «Виктор Буйницкий» в рамках российско-американского проекта *NABOS*-*АВЛАП* [20]. В период 1 – 3 октября судно находилось в зоне действия полярного мезоциклона со скоростями ветра 28 – 30 м/с.

Коэффициент сопротивления рассчитывался по формуле (1) на основании измерений на высоте 10 м над уровнем моря. Для определения динамической скорости применялся пульсационный метод с использованием микрометеорологических измерений [21]. Пульсации метеопараметров измерялись акустическим анемометром. Динамическая скорость определялась из измерений трех компонент скорости ветра с частотой 10 Гц по формуле

$$\tau = -\rho c_0 [iu'w' + jv'w'] = \rho c_0 u_*^2, \quad (2)$$

где u' , v' , w' – пульсации трех компонент скорости ветра: продольной (вдоль ветра), поперечной и вертикальной соответственно. Перед применением формулы (2) сигналы подвергались первичной обработке и соответствующим коррекциям, необходимым для реализации пульсационного метода (удаление выбросов и тренда, коррекция наклона анемометра и частотных характеристик и пр.) [22].

Акустический анемометр фирмы *METEK* и автоматическая метеорологическая станция фирмы *AANDERAA*, дающая информацию о средней скорости ветра, располагались на вертикальной мачте на носу судна, что по расчетам [23] является оптимальным местом для проведения микрометеорологических измерений на борту движущегося судна. Высота измерений 10 м при небольших размерах судна была достаточной для минимизации его влияния. Для фильтрации помех, вносимых в скорость ветра движением судна, использовались данные системы, состоящей из датчиков, измеряющих скорости углового вращения по трем осям в плоскости судна, и трехкомпонентного акселерометра [24]. В такой системе вектор истинной скорости можно записать как

$$\mathbf{U}_{\text{true}} = \mathbf{T}(\mathbf{U}_{\text{obs}} + \boldsymbol{\Omega}_{\text{obs}} \cdot \mathbf{R}) + \mathbf{V}_{\text{mot}}, \quad (3)$$

где $\boldsymbol{\Omega}_{\text{obs}}$ – измеренный вектор угловых скоростей; \mathbf{T} – матрица перехода из системы координат судна к истинной системе координат; \mathbf{V}_{mot} – вектор скорости движения судна относительно воды; \mathbf{R} – расстояние между анемометром и компенсационной системой.

Инерционно-диссипативный метод [25] является удобным для определения динамической скорости в морских условиях, т. к. исключает необходимость измерения пульсаций вертикальной скорости ветра и тем самым позволяет использовать подвижные основания. Но в его основе лежит большое количество различных предположений и гипотез (о локальной изотропии, существовании инерционного подынтервала, предположение о малости дивергенции вертикального переноса пульсаций и стационарности внешних условий и т. д.). С одной стороны, при сильных ветрах отпадает необходимость учитывать стратификацию атмосферы при расчете потоков, что делает метод более простым в исполнении. Но при нестационарности штормовых ветров, наличии слоя пены и брызг, дополнительной стратификации по плотности этот метод дает существенные ошибки. Поэтому предпочтение было отдано пульсационному методу.

Анализ качества данных проводился с помощью спектральной обработки сигналов, что позволило отфильтровывать данные, искаженные в результате внешних воздействий (попадание морской воды на датчики, скачки электричества, обледенение и пр.) В результате было отобрано ~40 двадцатиминутных серий измерений при скоростях ветра 20 – 30 м/с.

На рис. 1 представлена полученная после обработки данных зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра. Значения коэффициента осреднялись по интервалам скоростей ветра в 1 м/с. При скоростях меньше 20 м/с C_D возрастает практически линейно с ростом скорости ветра. Классиче-

ская прямая, параметризующая этот рост [1], представлена на рис. 1. Разброс в значениях C_D при этих скоростях ветра происходит из-за влияния возраста волн [26, 27] и появления зыби [28, 29]. Зыбь способна как увеличивать, так и уменьшать коэффициент сопротивления в зависимости от того, движется она по направлению ветра или против [30]. Представленные результаты и приведенное на графике среднеквадратическое отклонение подтверждают если не уменьшение, то по крайней мере не возрастание коэффициента сопротивления при больших скоростях ветра. В нашем случае коэффициент перестает расти при скоростях ветра $\sim 17 - 20$ м/с, что согласуется с данными работы [31] и отличается от выводов в [7 - 9]. К сожалению, измерения параметров волнения в эксперименте не проводились, но визуальные наблюдения подтверждают наличие двух эффектов – и появление слоя брызг, и изменение геометрии волн.

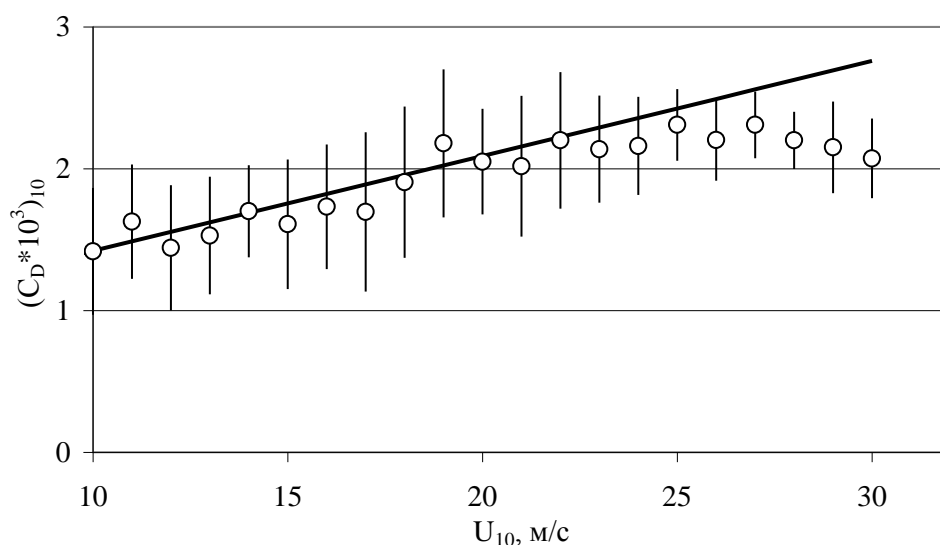


Рис. 1. Зависимость коэффициента сопротивления при сильных ветрах от скорости ветра по данным измерений в Карском море (кружочки – средние значения, вертикальные линии – среднеквадратическое отклонение на интервалах 1 м/с, прямая – параметризация из работы [1])

Коэффициент сопротивления в прибрежной зоне. Измерения, проведенные со стационарной платформы в прибрежной зоне (на базе ЭО МГИ в пгт Кацивели), показали, что полученные значения коэффициента сопротивления имеют большой разброс и зависят от направления ветра – при береговых ветрах коэффициент сопротивления возрастает (рис. 2). В нашем случае для определения коэффициента сопротивления использовался пульсационный метод. Измерения проводились в весенний (2005, 2007, 2012 гг.) и осенний (2009, 2011, 2012 гг.) периоды, что позволило собрать значительный массив данных при различных фоновых условиях. Характерные направления ветра для июня и сентября представлены на рис. 3. Для анализа использовались измерения при восточных ветрах, когда разгон волн можно считать достаточным, а влияние платформы минимизировано.

Обработка данных, полученных при слабых и умеренных ветрах, приведена в работе [5]. Сильные ветры наблюдались в основном с северного (береговые ветры) и восточного направлений. Измерения пульсаций метеопараметров проводились на высоте 4 м над уровнем моря на 6-метровом выносе на восточном углу, что позволяло минимизировать влияние платформы при рабочих ветрах. Средняя скорость ветра измерялась на высоте 10 м. Как показано в [5], при средних и сильных ветрах (скорости более 10 м/с) влияние стратификации на коэффициенты обмена можно не учитывать.

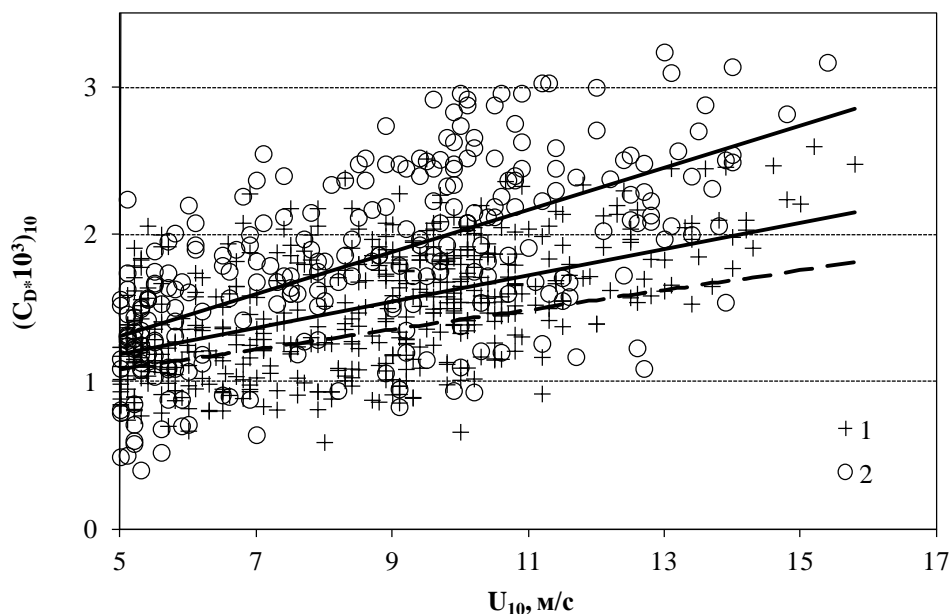


Рис. 2. Зависимость коэффициента сопротивления морской поверхности от скорости ветра в прибрежной зоне по данным пульсационных измерений: 1 – ветер с моря; 2 – береговой ветер (штриховая линия – параметризация из работы [1] для открытого моря)

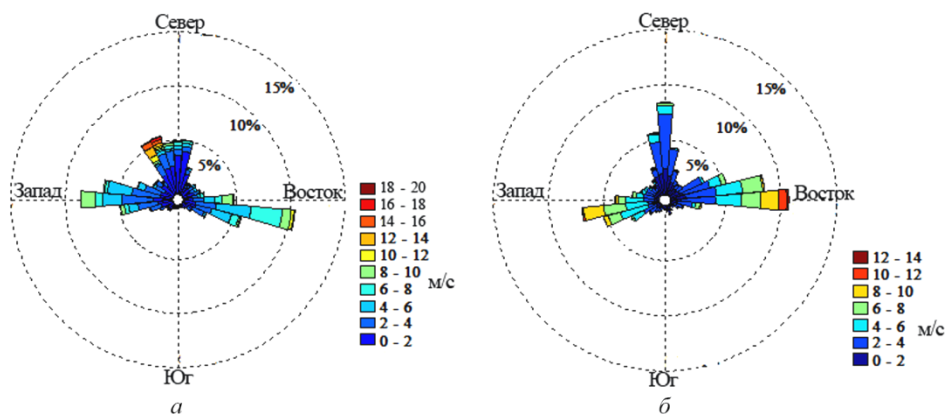


Рис. 3. Распределение скорости ветра по направлениям в районе океанографической платформы ЭО МГИ (пгт Качивели) в июне 2012 г. – а, сентябре 2013 г. – б

Структура пограничного слоя в прибрежной зоне моря при ветре с берега зависит от нескольких факторов: рельефа и элементов шероховатости поверхности прибрежного района суши, скорости ветра, расстояния от берега, стратификации и динамических процессов в верхней части пограничного слоя атмосферы [32 – 34]. При таких ветрах над морем формируются переходные внутренние пограничные слои, связанные с неоднородностью геометрических и термических свойств поверхности [35, 36]. Профили средней скорости ветра и интенсивность турбулентности в этом случае существенно отличаются от характеристик пограничного слоя, типичного для условий открытого моря или прибрежных зон с ровным рельефом береговой линии. При этом применение теории подобия Монина – Обухова затруднительно. То есть само понятие динамической скорости, входящей в расчет коэффициента сопротивления, становится неопределенным, а значение динамической скорости изменяется с высотой [37]. Также причиной завышения значений коэффициента сопротивления является порывистость сильных береговых ветров, связанная со значительной турбулизацией потока.

Значения коэффициента сопротивления при ветрах со стороны моря завышены по отношению к данным, полученным в открытом море [1], причем с усилением скорости ветра различие возрастает. Этот факт отмечался и ранее, например при измерениях над озером Онтарио в Канаде во время перехода волн от глубокой к мелкой воде и при скоростях ветра ~14 м/с [38], а также при обработке массива данных для прибрежных районов, подверженных влиянию ураганных ветров [39].

Основная причина увеличения коэффициента сопротивления в прибрежной зоне заключается в различных характеристиках морского волнения в глубоком море и на мелководье. Влияние возраста волн на увеличение коэффициента сопротивления особенно ощутимо при малых разгонах, типичных для прибрежных районов и замкнутых морей [27]. Зависимость коэффициента сопротивления от возраста волн может быть вызвана двумя причинами: развивающиеся волны движутся с меньшей фазовой скоростью по отношению к ветру и таким образом способствуют некоторому затормаживанию процессов взаимодействия; развивающиеся волны круче, что приводит к отрыву потока от волновых гребней и увеличению сопротивления. Развитие молодых волн может быть связано как с изменением скорости или направления ветрового потока, так и с их ограниченным разгоном. Крутизна волн также возрастает при выходе на мелководье. Хорошо известен и другой аспект влияния донной топографии на структуру взволнованной поверхности – в прибрежных районах при выходе волн на мелководье увеличивается частота их обрушений [40 – 43]. В лабораторных исследованиях [44, 45] было обнаружено почти двукратное увеличение турбулентного напряжения ветра над зоной сильных обрушений по сравнению с взволнованной поверхностью, обрушение на которой только начинается. Кроме того, волны, проходя свал глубин и выходя на мелководье, испытывают рефракцию, что может привести к увеличению параметра шероховатости в прибрежной зоне и движению волн в различных направлениях [46].

Итак, среди причин увеличения коэффициента сопротивления в прибрежной (мелководной) части моря можно указать следующие: уменьшение

фазовой скорости волн; увеличение их крутизны; быстро изменяющееся волновое поле; направление волн в прибрежной зоне может не совпадать с направлением среднего ветра. Все эти факты необходимо учитывать при разработке параметризаций взаимодействия атмосферы и морской поверхности в прибрежных зонах, особенно при прогнозировании штормовых явлений [47].

Выводы. Перенос импульса между атмосферой и океаном во многом определяется шероховатостью морской поверхности. Кроме того, на поток импульса влияют скорость ветра, атмосферная стратификация, размер, крутизна и фазовая скорость ветровых волн и зыби. В прибрежной зоне к этим параметрам добавляются донная топография, направление ветра и формирование внутреннего пограничного слоя при ветрах, направленных с берега.

В данной работе экспериментально подтверждено, что при сильных ветрах коэффициент сопротивления уменьшается с ростом ветра. Это явление можно объяснить на основании теории двухфазного потока, а также влиянием изменения геометрии ветрового волнения. В прибрежной зоне при сильных береговых ветрах наблюдаются более высокие значения C_D , что связано с особенностями структуры атмосферного пограничного слоя (формирование внутренних пограничных слоев) в этой зоне и с порывистостью береговых ветров.

Измерения коэффициента сопротивления в прибрежной зоне при ветрах, направленных со стороны моря, также показали его завышенные значения по сравнению с открытым морем. Это согласуется с предположением об увеличении потока импульса над развивающимся волнением. Кроме того, вклад в увеличение C_D оказывают рост количества обрушений на мелководье и другие факторы, связанные с донной топографией и характером береговой линии. Отличающийся от стандартного характер зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра и донной топографии в прибрежной зоне необходимо учитывать при моделировании штормовых условий и ураганных ветров.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 14-27-00134.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Garratt J.R.* Review of drag coefficients over oceans and continents // *Mon. Wea. Rev.* – 1977. – 105. – P. 915 – 929.
2. *Large W.G., Pond S.* Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – № 11. – P. 324 – 336.
3. *Taylor P.K., Yelland M.J.* The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves // *Ibid.* – 2001. – 31, № 2. – P. 572 – 590.
4. *Репина И.А.* Исследование динамических характеристик и температурного режима водной поверхности в Каспийском море // *Метеорология и гидрология.* – 2000. – № 10. – С. 15 – 27.

5. *Repina I.A., Artamonov A.Yu., Chukharev A.M. et al.* Air-Sea interaction under low and moderate winds in the Black Sea coastal zone // *Eston. J. Engineer.* – 2012. – № 2. – P. 3 – 18.
6. *Emanuel K.A.* Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics // *J. Atmos. Sci.* – 1995. – 52. – P. 3969 – 3976.
7. *Black P.G., D'Asaro E.A., Drennan E.A. et al.* Air-Sea Exchange in Hurricanes. Synthesis of Observations from the Coupled Boundary Layer Air-Sea Transfer Experiment // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 2007. – № 3. – P. 357 – 374.
8. *Powell M.D., Vickery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // *Nature.* – 2003. – 422. – P. 279 – 283.
9. *Donelan M.A., Haus B.K., Reul N. et al.* On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds // *Geophys. Res. Lett.* – 2004. – 31. – L18306.
10. *Andreas E.L.* Spray stress revised // *J. Phys. Oceanogr.* – 2004. – 34. – P. 1429 – 1440.
11. *Makin V.K.* A note on drag of the sea surface at hurricane winds // *Bound.-Lay. Meteorol.* – 2005. – 115, № 1. – P. 169 – 176.
12. *Kudryavtsev V.N.* On the effect of sea drops on the atmospheric boundary layer // *J. Geophys. Res.* – 2006. – 111. – C07020.
13. *Бютнер Э.К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 156 с.
14. *Moon I.-J., Ginis I., Hara T.* Effect of surface waves on air-sea momentum exchange. Part II: Behavior of drag coefficient under tropical cyclones // *J. Atmos. Sci.* – 2004. – 61. – P. 2334 – 2348.
15. *Семёнов О.Е.* Об ускорении потока во время сильных песчаных и пылевых бурь // *Гидрометеорология и экология.* – 2000. – № 3 – 4. – С. 15 – 27.
16. *Barenblat G.I., Golitsyn G.S.* Local structure of mature dust storms // *J. Atmos. Sci.* – 1974. – 3, № 7. – P. 1917 – 1933.
17. *Lykossov V.N.* Numerical modelling of interaction between the atmospheric boundary layer and the Antarctic ice shelf // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Model.* – 2001. – 16. – P. 315 – 330.
18. *Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В.* Квазилинейная модель взаимодействия поверхностных волн с сильными и ураганными ветрами // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2008. – 44, № 5. – С. 670 – 694.
19. *Miyamoto Y., Ishikawa H., Takemi T.* Modelling the air-sea-wave interaction under typhoon conditions: model development and a preliminary result for typhoon Ioke // *Proceeding at the 8-th WRF users workshop.* – Boulder: NOAA, 2007. – P. 1 – 13.
20. *Polyakov I.V., Timokhov L., Dmitrenko I. et al.* Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state // *Eos, Transactions, Amer. Geophys. Union.* – 2007. – 88. – P. 398 – 399.
21. *Foken T.* *Micrometeorology.* – Springer, 2008. – 308 p.
22. *Burba G.* *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural, and Regulatory Applications: A Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates.* – Lincoln, NE, USA: LI-COR Biosciences, 2013. – 331 p.
23. *Moat B.I., Yelland M.J., Pascal R.W.* Quantifying the airflow distortion over merchant ships. Part 1: Validation of a CFD model // *J. Atmos. Ocean. Technol.* – 2006. – 23. – P. 341 – 350.
24. *Edson J.B., Hinton A.A., Prada K.E. et al.* Direct covariance flux estimates from mobile platforms at sea // *Ibid.* – 1998. – 15. – P. 547 – 562.
25. *Fairall C.W., Larsen S.E.* Inertial-dissipation method and turbulent fluxes at the air-ocean interface // *Bound.-Lay. Meteorol.* – 1986. – 34. – P. 287 – 301.

26. *Kumaiгородский С.А., Волков Ю.А.* О параметре шероховатости морской поверхности и расчете турбулентных потоков количества движения в приводном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1965. – 1, № 9. – С. 15 – 23.
27. *Drennan W.M., Graber H.C., Hauser D. et al.* On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas // J. Geophys. Res. – 2002. – 108. – C3 8062. – doi:10.1029/2000JC000715.
28. *Волков Ю.А.* Спектры пульсаций скорости и температуры воздушного потока над взволнованной поверхностью моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1969. – 5. – С. 7 – 12.
29. *Donnelan M.A., Drennan W.M., Katsaros K.* The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell // J. Phys. Oceanogr. – 1997. – 27. – P. 2087 – 2099.
30. *Drennan W.M., Kahma K.K., Donelan M.A.* On momentum flux and velocity spectra over waves // Bound.-Lay. Meteorol. – 1999. – 92, № 3. – С. 489 – 515.
31. *Bye J.A.T., Jenkins A.D.* Drag coefficient reduction at very high wind speeds // J. Geophys. Res. – 2006. – 111. – C03024. – doi:10.1029/2005JC003114.
32. *Gao Z., Wang Q., Zhou M.* Wave-dependence of friction velocity, roughness length, and drag coefficient over coastal and open water surfaces by using three databases // Adv. Atmos. Sci. – 2009. – 26, № 5. – P. 887 – 894.
33. *Artamonov A.Yu., Buchnev I.A., Repina I.A. et al.* Turbulent fluxes of heat and momentum and statistical characteristics of turbulence in the near-surface air in near-shore and deep-water zones of the Black Sea // Oceanology. – 2005. – 45, suppl. 1. – P. S27 – S38.
34. *Соловьев Ю.П., Иванов В.А.* Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 3. – С. 42 – 61.
35. *Соловьев Ю.П.* Характеристики внутреннего пограничного слоя над морем при ветре с берега, имеющего горный рельеф // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – Вып. 21. – С. 74 – 87.
36. *Soloviev Y.P., Kudryavtsev V.N.* Wind-speed undulations over swell: field experiment and interpretation // Bound.-Lay. Meteorol. – 2010. – 136, № 3. – P. 341 – 363.
37. *Иванов В.А., Соловьев Ю.П.* Методика и предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности в прибрежной зоне Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – Вып. 10. – С. 78 – 102.
38. *Anctil F., Donelan M.A.* Air-water momentum flux observations over shoaling waves // J. Phys. Oceanogr. – 1996. – 26. – P. 1344 – 1353.
39. *Vickery P.J., Skerlj P.F.* Elimination of exposure D along the hurricane coastline in ASCE 7 // J. Struct. Eng. – 2000. – 26. – P. 545 – 549.
40. *Thornton E.B., Guza R.T.* Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach // J. Geophys. Res. – 1982. – 87. – P. 9499 – 9508.
41. *Holman R.A., Sallenger A.H.* Setup and swash on a natural beach // Ibid. – 1985. – 90. – P. 945 – 953.
42. *Dean R.G., Dalrymple R.A.* Water wave mechanics for engineers and scientists. – Singapore: World Scientific, 1991. – 368 p.
43. *Holland K.T., Raubenheimer B., Guza R.T. et al.* Runup kinematics on a natural beach // J. Geophys. Res. – 1995. – 100. – P. 4985 – 4993.
44. *Banner M.L., Melville W.K.* On the separation of air flow over water waves // J. Fluid Mech. – 1976. – 77. – P. 825 – 842.

45. Kawamura H., Toba Y. Ordered motion in the turbulent boundary layer over wind waves // *Ibid.* – 1988. – 197. – P. 105 – 138.
46. Munk W.H., Traylor M.A. Refraction of ocean waves: a process linking underwater topography to beach erosion // *J. Geology.* – 1947. – 55. – P. 1 – 26.
47. Westerink J.J., Feyen J.C., Atkinson J.H. et al. A basin to channel scale unstructured grid hurricane storm surge model applied to southern Louisiana // *Mon. Wea. Rev.* – 2008. – 136(3). – P. 833 – 864.

Experimental study of the sea surface wind drag coefficient at strong winds

I.A. Repina, A.Yu. Artamonov, M.I. Varentsov, A.V. Kozyrev

*Obukhov Institute of Atmosphere Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: repina@ifaran.ru*

Variability of the sea surface drag coefficient at various background conditions is considered based on the measurements in the coastal and deep-sea zones. Shipboard experimental data confirm the fact that the drag coefficient decreases at the wind speeds higher than 25 m/s. The features of the air-sea interaction in the coastal zone are investigated. It is noted that at off-shore winds the sea surface drag coefficient increases that is related to gusty character of coastal winds and development of internal boundary layers in the near-surface atmospheric layers. When the wind is directed from the open sea the drag coefficient is also higher than that in the open sea. It is explained by influence of the bottom topography and the coastal line structure upon the characteristics of sea waves, and also by the waves' low acceleration in closed seas. Therefore the drag coefficient intended for the open sea being applied in modeling of storm conditions in the coastal regions, results in underestimation of wind stress in these zones.

Keywords: gale wind, drag coefficient, coastal region, atmosphere-sea surface interaction.