

УДК 551.468

СРЕДНЕЕ ПОЛЕ СКОРОСТИ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ ВОДЫ ПРИ ЛАБОРАТОРНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ШТОРМОВЫХ И УРАГАННЫХ УСЛОВИЙ В ОКЕАНЕ

© 2014 г. А. А. Кандауров, Ю. И. Троицкая, Д. А. Сергеев, М. И. Вдовин, Г. А. Байдаков

Институт прикладной физики РАН 603950 Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46

E-mail: kandaurov@hydro.appl.sci-nnov.ru

Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского

603950 Нижний Новгород, пр. Гагарина, 23

Поступила в редакцию 26.08.2013 г.

На Ветро-волновом канале ИПФ РАН выполнены лабораторные эксперименты по исследованию структуры воздушного турбулентного пограничного слоя над волнами при условиях, моделирующих приводный пограничный слой атмосферы при сильном и ураганном ветре, при эквивалентных скоростях ветра на стандартной высоте 10 м от 10 до 48 м/с. С использованием модифицированной техники цифровой оптической анемометрии (PIV) получены осредненные по турбулентным пульсациям поля скорости воздушного потока над поверхностью воды, искривленной волной, и средние профили скорости ветра. Измерения показали, что логарифмический участок профиля скорости воздушного потока в канале наблюдался в непосредственной близости от водной поверхности (на расстоянии менее 30 мм) и мог быть обнаружен только с помощью дистанционных методов (PIV). По измеренным профилям скорости восстановлены зависимости коэффициентов аэродинамического сопротивления поверхности воды от скорости ветра на высоте 10 м, проведено их сравнение с результатами контактных измерений, выполненных ранее на той же установке. Показано их согласие с точностью до 20%, причем при умеренных и сильных скоростях ветра наблюдается совпадение в пределах экспериментальной точности.

Ключевые слова: ветер, волны, моделирование, турбулентность, пограничный слой, визуализация.

DOI: 10.7868/S0002351514040063

1. ВВЕДЕНИЕ

Взаимодействие ветрового потока с поверхностными волнами является одной из центральных проблем исследования и параметризации процессов обмена в пограничных слоях атмосферы и океана [1]. Особый интерес представляет случай крутых и обрушающихся волн, образующихся при сильном ветре. В частности, при этом в немногочисленных натуральных [2] и лабораторных экспериментах [3–5] был обнаружен эффект насыщения коэффициента аэродинамического сопротивления при увеличении скорости ветра. Основные трудности при экспериментальном исследовании турбулентного воздушного потока над взволнованной поверхностью воды в лабораторных условиях связаны с проведением измерений характеристик ветра вблизи поверхности воды, особенно во впадинах волн, где можно ожидать появления наиболее интересных особенностей этого потока, таких как экранирование и отрыв потока.

Техника цифровой оптической анемометрии (Particle Image Velocimetry (PIV)) наилучшим образом приспособлена для измерения воздушного потока во впадинах волн. В работах [6–8] представлен опыт применения техники PIV для измерения скорости воздушного потока над взволнованной поверхностью. В работе [8] удалось исследовать структуру средних полей скорости в воздушном потоке и их возмущений, индуцированных волнами, а также структуру турбулентных напряжений. Однако эти измерения были проведены при малых скоростях ветра.

Предметом настоящей работы является исследование характеристик высокоскоростных воздушных потоков в условиях интенсивного обрушения волн с образованием брызг вблизи взволнованной поверхности, в том числе, во впадинах волн. Ранее измерения в условиях сильных ветров с эквивалентной скоростью ветра $U_{10} > 25$ м/с при лабораторном моделировании экстремальных ме-

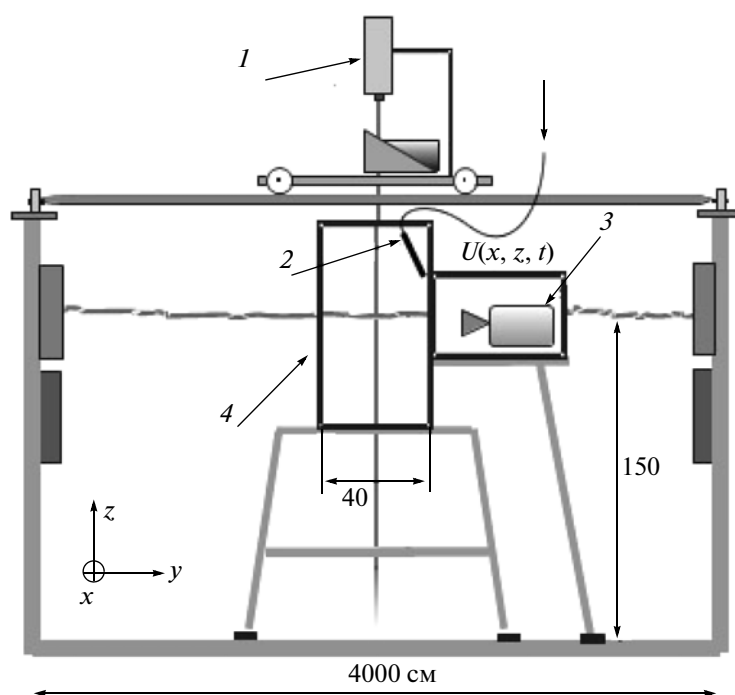


Рис. 1. Схема эксперимента, поперечное сечение канала: 1 – лазер подсветки, 2 – система сдува капель, 3 – скоростная видеокамера, 4 – рабочая часть канала.

теоусловий проводились лишь с помощью контактных датчиков (трубок Пито и термоанемометров) на значительном удалении от гребней поверхностных волн [3–5, 9]. При этом область измерения располагалась выше слоя постоянных потоков, где профиль скорости логарифмический, и его параметры (скорость трения u_* и высота шероховатости z_0) могли бы быть определены непосредственно с помощью профильного метода. Тогда для определения u_* и z_0 приходится использовать свойство автомодельности профиля скорости течения в каналах, как это было сделано в [4, 5]. Однако для уточнения автомодельной формы профиля скорости необходимо проводить измерения скорости потока как можно ближе к поверхности воды [10]. Оно может быть выполнено только с помощью бесконтактных методов, например, PIV. В настоящей работе представлены результаты измерений скорости воздушного потока над волнами в лабораторных условиях, моделирующих сильные и ураганные ветра, с помощью модифицированной техники PIV.

Статья имеет следующую структуру. В разделе 2 приводится описание установки, параметров эксперимента и методов измерений. В разделе 3 обсуждаются процедуры обработки данных для получения формы взволнованной поверхности, методов фазировки для корректного получения средних полей скорости и далее профилей средней

скорости. В разделе 4 проводится анализ полученных данных, обсуждение процедуры вычисления коэффициента аэродинамического сопротивления и сравнение с ранее полученными результатами.

2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Эксперименты проводились на Ветро-волновом канале Большого термостратифицированного бассейна ИПФ РАН. Канал воздушного потока сечением 0.4×0.4 м имеет длину над водной поверхностью 10 м. Подробное описание этой установки, принципов создания и управления воздушным потоком в ней приведено в [4, 5]. Общая схема экспериментов представлена на рис. 1. Наряду с PIV-методами, которые являлись основным инструментом в настоящих исследованиях, использовались ранее опробованные контактные способы измерений. В рабочей секции канала на расстоянии 7 м от входа средние профили скорости воздушного потока измерялись с помощью трубки Пито.

Для визуализации воздушного потока в канале использовались полиамидные частицы средним диаметром 20 мкм, плотностью 1.02 г/м^3 . Время инерции частиц составляло 7×10^{-4} с. Устройство для ввода частиц, аналогичное применявшемуся

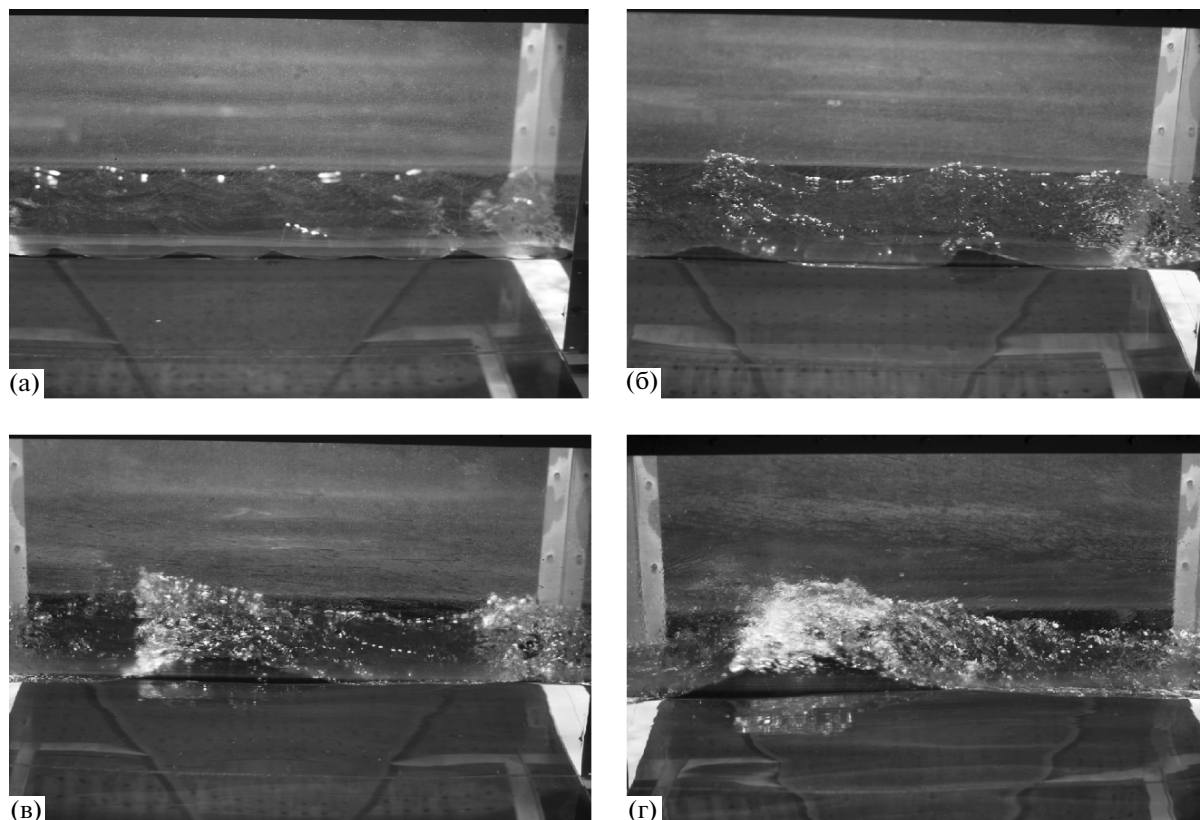


Рис. 2. Фотографии поверхностного волнения для расходов: а – 1.1, б – 1.6, в – 2.2, г – 2.7 м³/с.

в работе [8], располагалась на входе в канал на расстоянии 6 м от области съемки. Тестовые эксперименты продемонстрировали, что система не вносит искажений в ветровой поток в области проведения измерений.

Для применения PIV-метода движение частиц в воздухе в области измерений на расстоянии 8 м от входа в канал подсвечивалось вертикальным лазерным ножом по оси канала. Плоскость ножа формируется цилиндрической линзой из вертикального лазерного пучка (непрерывный Nd-YAG лазер, 532 нм, 4 Вт). Ширина области засветки менялась выбором радиуса цилиндрических линз и их взаимного расположения. Движение внесенных в воздушный поток частиц и поверхности воды, освещенных лазерным ножом, снималось сбоку с помощью высокоскоростной камеры Видеоспринт, размещенной горизонтально в герметичном боксе (см. рис. 1). Камера была расположена горизонтально, уровень объектива камеры находился выше уровня поверхности воды на 8 см. Фокальная плоскость была удалена от лазерной ножа на 77 см. Размер области съемки от (66.4–16) × 256 мм (с увеличением скорости съемки размер кадра по горизонтали уменьшается). С внутренней стороны боковой стенки канала, через ко-

торую производится съемка, была установлена система сдува капель в виде металлической трубки, в которую подается сжатый воздух. Как показали тестовые эксперименты, система не вносила искажений в ветровой поток в области проведения измерений.

Эксперименты проводились при четырех значениях расхода воздуха в канале: 1.1, 1.6, 2.2 и 2.7 м³/с что, как будет показано ниже, соответствует эквивалентным скоростям ветра на высоте 10 м, U_{10} , 11, 20, 37 и 48 м/с соответственно. В двух последних случаях наблюдалось сильное обрушение волн с образованием пенного гребня и интенсивной генерацией брызг (см. фотографии на рис. 2). Для каждой скорости ветра снято 30 реализаций, 3000–4500 кадров в каждой реализации, частота съемки: 1500, 3000, 5000 и 6000 к/с, время экспозиции от 50 до 14 мкс.

3. ОБРАБОТКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

3.1. Определения формы границы раздела вода–воздух

Определение формы поверхности волн для каждого кадра необходимо для нахождения поля

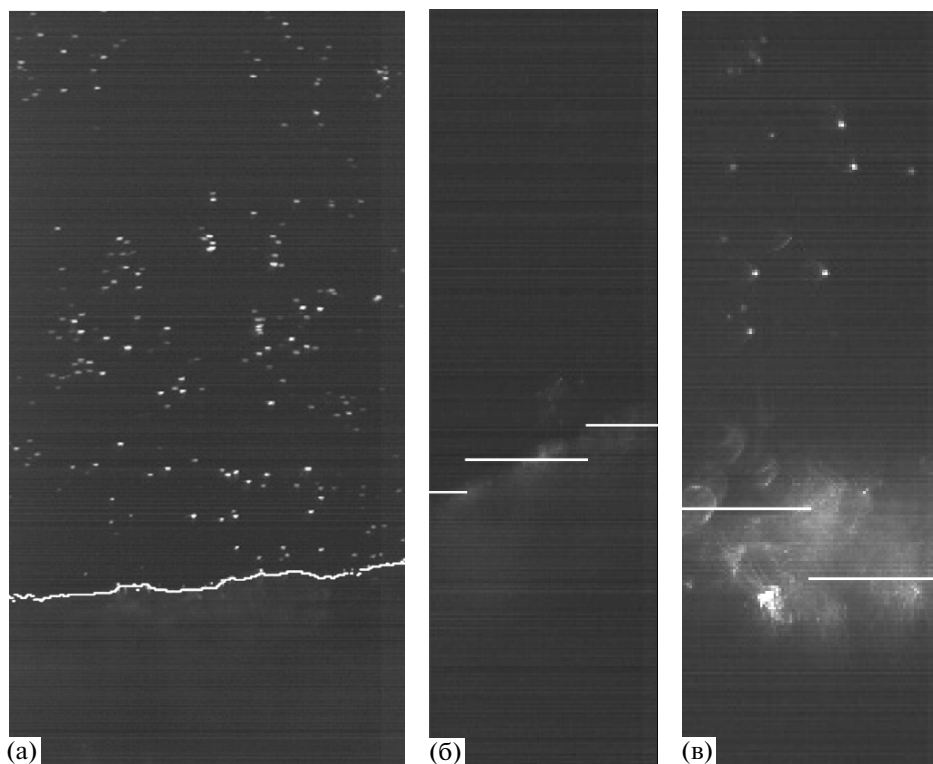


Рис. 3. Пример нахождения формы поверхности лазерно-оптическим методом (а), по данным с волнографа в случае пенного гребня (б) и заднего фронта волны (в).

скорости путем кросскорреляционной обработки адаптивным PIV-алгоритмом по криволинейной сетке в непосредственной близости от водной поверхности. Ранее для определения формы поверхности по изображениям с высокоскоростной камеры был разработан пошаговый алгоритм [11] на основе метода Канни [12]. Этот метод хорошо работал в условиях слабообрушающихся волн. Однако при увеличении скорости воздушного потока наблюдался переход к достаточно интенсивному с образованием брызг и пенных гребней. В связи с этим использовался комбинированный метод измерения возвышения поверхности воды, в котором оптические измерения дополнялись контактными с помощью струнного волнографа, установленного на оси канала непосредственно у края лазерного ножа. Записи возвышения уровня и высокоскоростной камеры были синхронизованы. Итоговая форма поверхности является комбинацией данных, полученных контактными и бесконтактными способами, при этом с увеличением скорости ветра роль контактных измерений возрастала вплоть до полного замещения оптических измерений для случая расхода воздуха $2.7 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 3).

3.2. Определение скорости воздушного потока методом PIV

После нахождения формы поверхности рассчитывались поля скорости кросскорреляционным методом по криволинейной сетке, учитывающей текущую форму поверхности [8]. Использовался модифицированный PIV-метод обработки, основанный на адаптивном поиске смещения максимума кросскорреляционной функции (далее сокращенно ККФ) для прямоугольных элементов изображения для двух последовательных кадров. Узлы сетки определения скорости разнесены на расстояние 3.2 мм . Для увеличения точности алгоритма за счет уменьшения размера окна поиска обработка производилась в два этапа: на первом этапе с использованием окна размером $128 \times 64 \text{ px}$ был найден профиль среднего горизонтального сдвига частиц для каждой скорости ветра. На втором этапе окно сравнения на втором кадре смещалось на величину сдвига, найденного на первом этапе. При этом размер окна поиска мог быть меньше итогового смещения частиц, что увеличивало пространственное разрешение метода, ускорило обработку и позволило получить больше данных. Поиск максимума ККФ производился адаптивным методом за две итерации, аналогично [8]. На первом проходе приблизительно

определялось смещение по окну большего размера (32×32 px или 6.4×6.4 мм), затем производился допоиск с учетом вычисленного смещения для окна меньшего размера (8×8 px или 1.6×1.6 мм). Для увеличения точности на последнем шаге кросскорреляции применялся алгоритм подпиксельной аппроксимации пика гауссовым двумерным профилем (см. [8]), который позволяет учитывать значения ККФ в соседних с максимумом точках.

Из дальнейшей обработки исключались данные, не удовлетворявшие критериям качества. Так, из обработки исключались окна с недостаточным количеством частиц. При этом для каждого изображения с помощью оператора Собеля были найдены точки, соответствующие высоким значениям градиента яркости. Эти точки соответствуют контурам изображений частиц на кадрах. Для каждого окна производилось вычисление количества подобных граничных пикселей. Пороговое значение градиента яркости при поиске контуров было подобрано так, что в областях без частиц не находилось граничных пикселей. Кросскорреляция проводилась только с окнами, в которых присутствовал хотя бы один граничный пиксель. При этом, если количество граничных пикселей было значительно выше среднего, то на части изображения соответствующей этой области чаще всего присутствовали блики, брызги или пенный гребень, и вычисленное для нее смещение не учитывалось при дальнейшем усреднении. Также не учитывались области, для которых величина максимума ККФ значительно отличалась от характерного для реализации, так как такие области чаще всего соответствовали случаю ухода частиц из лазерного ножа за время между кадрами.

При сильных ветрах увеличивалась неоднородность засева, что приводило к значительным разрывам (отсутствию данных) во временных зависимостях скоростей при фиксированных горизонтальных координатах. Несмотря на меры по удалению брызг, оптические искажения при увеличении скорости ветра нарастали, что приводило к уменьшению точности. Все эти факторы в дальнейшем не позволили с достаточной точностью вычислить турбулентный поток импульса и определить по нему u_* , поэтому при обработке использовались только профили средней скорости.

3.3. Нахождение средних полей скорости

Для корректного вычисления средних профилей скорости использовался метод, основанный на фазировке измеряемых скоростей ветра на различных уровнях от взволнованной поверхности по схеме, использованной для исследования вза-

имодействия воздушного потока с волнами, генерируемыми волнопродуктором [8]. Для определения фазы волны, над которой находится точка измерения скорости, использовалось преобразование Гильберта над временными реализациями возвышения поверхности воды, которые представлены в нескольких равноудаленных вертикальных сечениях для каждого кадра. Таких сечений на кадре было от 3 до 7. Для вычисления положения поверхности для каждого вертикального столбца поля скорости используется линейная интерполяция. Таким образом, для каждого столбца имеется своя зависимость положения поверхности от времени. Пример такой зависимости для всех столбцов одной реализации представлен на рис. 4.

Пространственные спектры волнения имеют ярко выраженный пик, и отклонение поверхности воды от горизонтали в основном определяется основной гармоникой волны, поэтому проводилось осреднение по фазе основной гармоники волны. Проводилась частотная фильтрация полученных вышеописанным методом временных реализаций по полосе шириной 2 Гц возле пиковой частоты, определенной для каждой скорости ветра по временным реализациям с волнографа (рис. 4б). Такие фильтрованные реализации с убранной постоянной составляющей хорошо подходят для определения фазы волны с помощью преобразования Гильберта (рис. 4в). С применением экономного алгоритма быстрого преобразования Фурье преобразование Гильберта позволяет определить амплитуду и фазу возвышения поверхности как функции времени.

Для получения полей скорости, осредненных по турбулентным пульсациям, проводилось условное осреднение при фиксированной фазе. При этом для уменьшения ошибок, связанных с недостаточным числом измерений, проводился биннинг полученных данных в интервалах по фазе размером 18 градусов, что дает 20 различных значений фазы (рис. 4г).

Усреднение выполнялось двумя способами:

1. Усреднение по фиксированным горизонтам (рис. 5а). Полученные поля скорости разбивались на горизонты с шагом 32 px (6.4 мм реальной высоты). Для каждого горизонта и каждой фазы проводилось накопление скоростей со всей реализации и затем усреднялось.

2. Усреднение по фиксированному расстоянию до поверхности (рис. 5б). Для каждого кадра в каждом столбце сетки выбиралась ячейка одного и того же номера, что в использованной криволинейной системе координат означало фиксированное расстояние от поверхности. Данные из соответствующих одинаковых ячеек по высоте и по

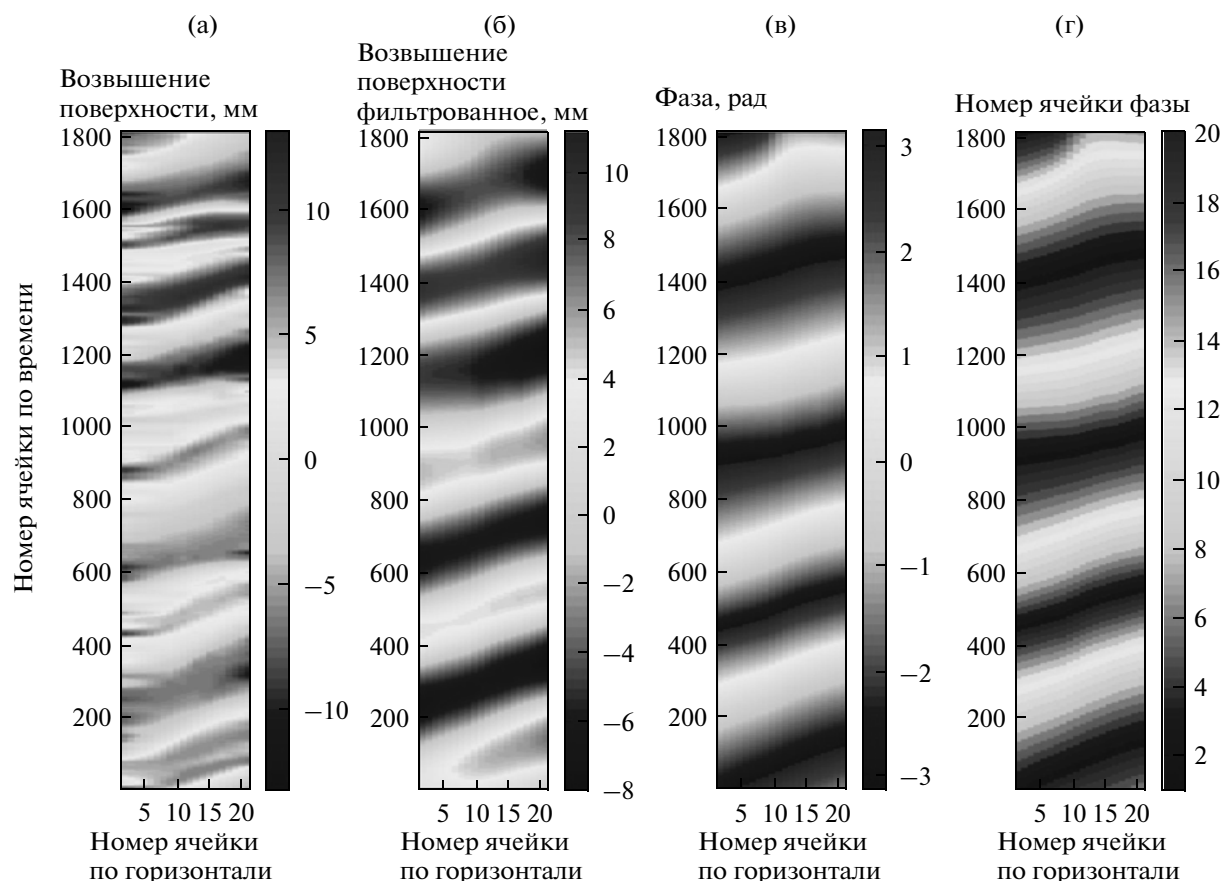


Рис. 4. Пример определения фазы волны по форме поверхности: а – исходная форма поверхности, б – результат частотной фильтрации, в – найденная с помощью преобразования Гильберта фаза, г – номер ячейки фазы.

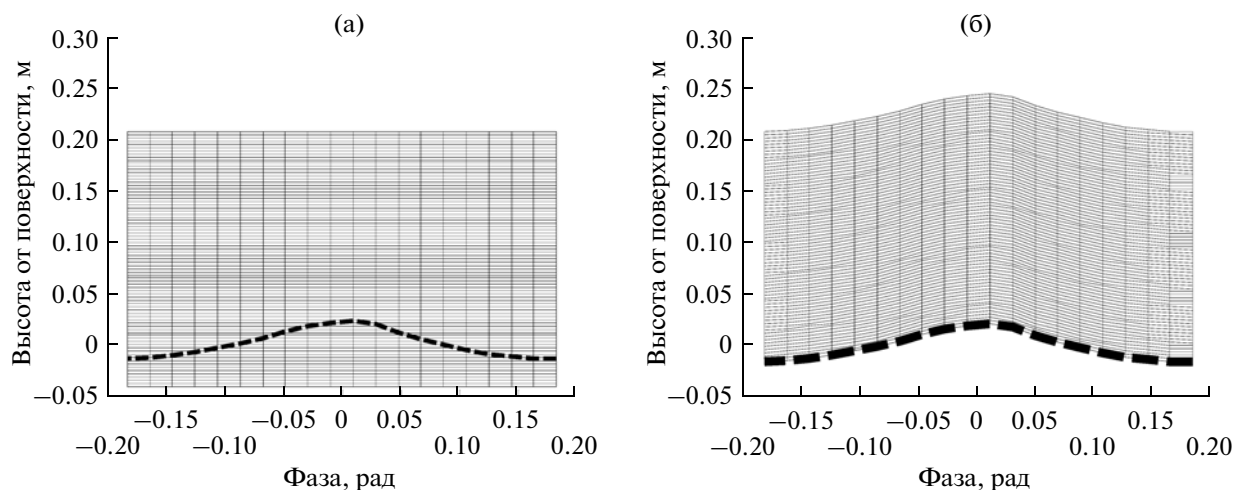


Рис. 5. Примеры сетки, по которой проводится усреднение скорости: а – усреднение по фиксированным горизонтам; б – усреднение по расстоянию до поверхности.

фазе накапливались со всей реализации и затем усреднялись.

Вышеописанные методы использованы для компенсации недостатка, проявляющегося при

усреднении без учета фазы волны: из-за того, что в некоторых фазах брызг было больше, а значит, ячеек с корректно определенными скоростями вблизи поверхности волн меньше, то и статисти-

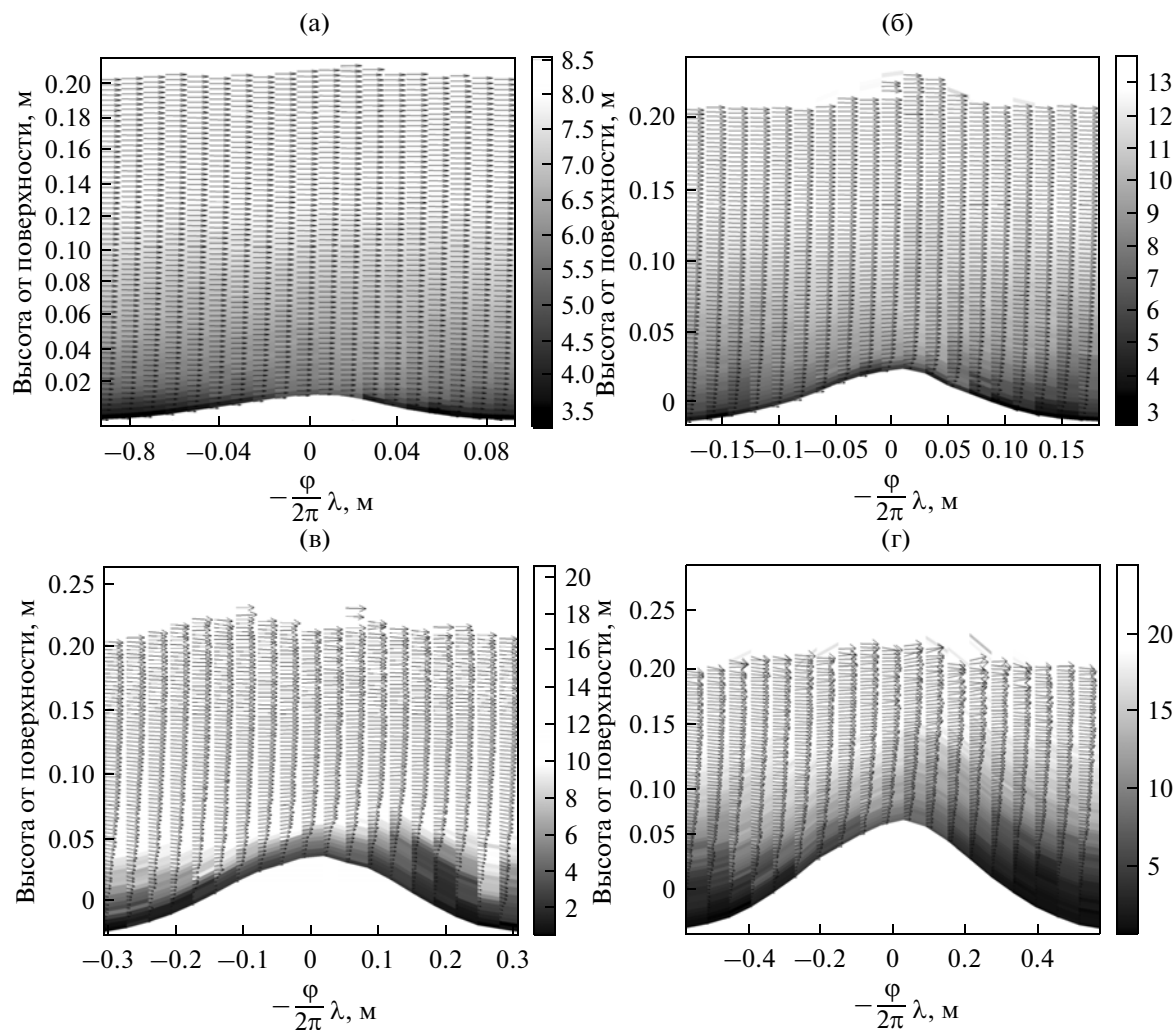


Рис. 6. Картины течений в воздушном потоке, полученные усреднением результатов PIV по высоте от поверхности для различных значений расхода воздуха: а – 1.1, б – 1.6, в – 2.2, г – 2.7 м³/с. Градации серого цвета соответствуют горизонтальной скорости ветра относительно фазовой скорости волны.

ческий ансамбль для них в итоге оказался меньше, чем для верхней области изображений. При усреднении полей скорости вышеуказанными методами данный факт учитывался.

4. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА

4.1. Средние поля скорости

Были получены картины средних по турбулентным пульсациям полей скорости воздушного потока для обоих способов усреднения. В криволинейных координатах аналогично [8] вертикальная координата отсчитывается от положения поверхности воды в каждый момент времени. В прямоугольных координатах за 0 было принято положение среднего уровня поверхности. Горизонтальная координата представляет собой фазу волны для данной точки φ , пересчи-

танную с использованием значения длины волны λ , определенной по дисперсионному соотношению для волн на глубокой воде для частоты, соответствующей пику в спектре для каждого значения скорости ветра: $x = -\frac{\varphi}{2\pi}\lambda$. Примеры картин течения в криволинейных координатах представлены на рис. 6.

Количество точек, удовлетворяющих критериям качества данных, для одного и того же расстояния от поверхности в разных фазах различается. Особенно это различие заметно вблизи поверхности, где снижение количества данных, удовлетворяющих критерию качества, с подветренной стороны гребня волны (отрицательные значения фазы на рис. 7) связано со снижением количества частиц-трассеров в этой области в момент съемки из-за экранирования ветрового потока гребнем волны. Заметим, что для случаев двух высоких

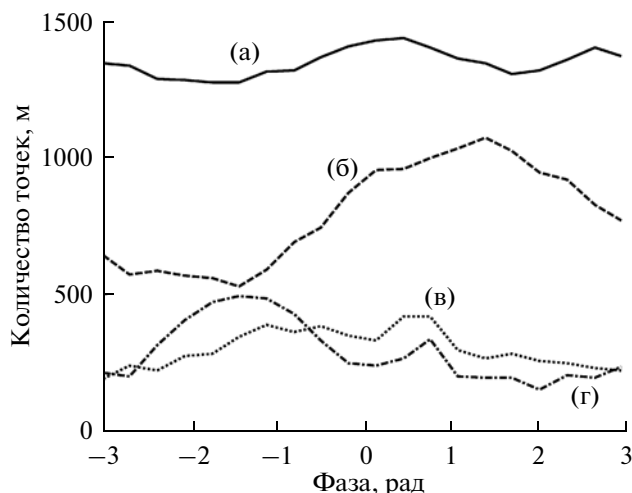


Рис. 7. Зависимость от фазы волны количества учитываемых при усреднении ячеек для различных значений расхода воздуха: а – 1.1, б – 1.6, в – 2.2, г – 2.7 м³/с, усредненная по высоте внутри приводного слоя толщиной 5 см.

скоростей ветра (U_{10} 37 и 48 м/с) наблюдается обратная картина: количество точек, удовлетворяющих критериям качества данных, с подветренной стороны гребня становится больше. Это может

быть связано с появлением брызг, которые начинают интенсивно генерироваться при скоростях $U_{10} > 25$ м/с. Концентрация брызг с наветренной стороны горба значительно выше, чем с подветренной, так как они в основном генерируются вблизи вершины волны и уносятся ветром. Кросс-корреляционный алгоритм для ячеек в этой области показывает смещение брызг, а не частиц-трассеров, которых там относительно немного. Поскольку брызги имеют скорости ниже скорости ветра, то это приводит к ошибочному занижению скорости воздушного потока вблизи поверхности. Различное количество частиц в разных фазах обуславливает необходимость применения условного усреднения по фазе для получения корректных результатов.

4.2. Профили средней скорости ветра

Усреднение полученных средних полей скорости вдоль горизонтальной координаты позволило получить вертикальные профили скорости ветра в канале (рис. 8).

Значения скоростей, полученные с использованием трубки Пито (рис. 8), до и после PIV-съемки во всех реализациях отличаются не более чем на 5%. Причем значения скоростей, полученные с

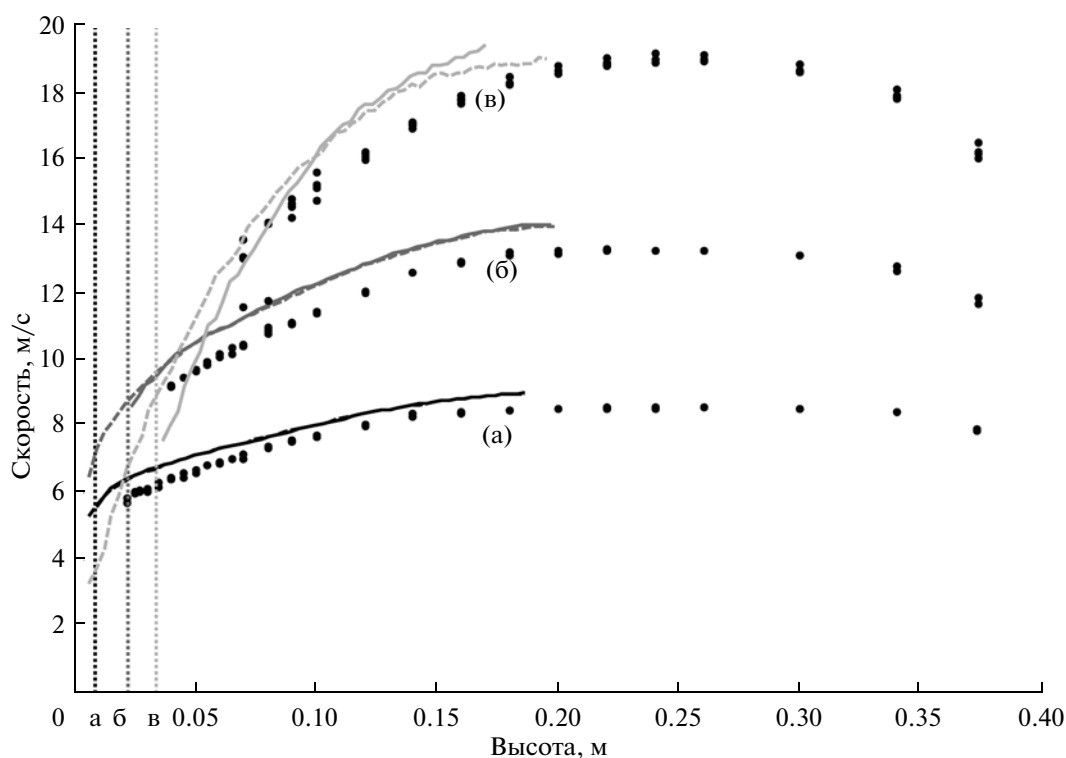


Рис. 8. Профили средней горизонтальной компоненты скорости ветра в канале для различных значений расхода воздуха: а – 1.1, б – 1.6, в – 2.2, г – 2.7 м³/с, полученные усреднением данных PIV по криволинейным координатам (сплошные линии), прямым координатам (штриховые линии) и на основе данных с трубки Пито (символы). Пунктирной линией показаны средние уровни гребней волн для каждого случая.

помощью трубки Пито, всегда оказывались ниже полученных в результате PIV-измерений. Заметим, что техника PIV представляет собой прямой метод определения скорости воздушного потока, в противоположность ему трубка Пито представляет собой косвенный метод оценки скорости потока по давлению, и занижение скорости потока трубкой Пито, возможно, говорит о наличии систематической ошибки.

На рис. 8 также показаны профили скорости воздушного потока, полученные с помощью осреднения данных измерений с помощью метода PIV. Использовались два способа усреднения поля скоростей: по горизонтам (сплошная линия рис. 8) и по криволинейным координатам (штриховая линия рис. 8). Оба профиля скорости имеют схожую форму, и близкие значения хорошо согласуются друг с другом в области выше гребней волн. Основное отличие между ними заключается в том, что при усреднении по криволинейным координатам могут быть найдены скорости ветрового потока во впадинах волн, в то время как при усреднении по горизонтам вертикальный профиль средней скорости ветра может быть найден только выше гребней волн. В связи с этим для определения коэффициента аэродинамического сопротивления водной поверхности были выбраны зависимости, полученные методом усреднения по криволинейным координатам.

4.3. Нахождение коэффициента аэродинамического сопротивления. Сравнение с имеющимися данными

Для описания полученных профилей скорости воздушного потока можно предложить следующую модель структуры пограничного слоя над взволнованной водной поверхностью, обобщающую модель пограничного слоя вблизи плоской поверхности [10]. Вблизи плоской поверхности располагается вязкий подслой, имеющий толщину порядка $\delta_{vis} = \nu_a / u_*$ (менее 1 мм), выше располагается слой, в котором сохраняется постоянным полный поток импульса, имеющий толщину порядка 0.15δ , где δ – толщина слоя вытеснения, а еще выше до границы слоя вытеснения расположена “следная” часть турбулентного пограничного слоя. Особенностью турбулентного пограничного слоя над взволнованной поверхностью в воздушном потоке является возникновение слоя, в котором происходит передача импульса от воздушного потока к волновым возмущениям на поверхности воды. При этом в слое постоянного потока импульса сохраняется сумма турбулентного и волнового потоков импульса [13]:

$$\tau_{turb}(\eta) + \tau_{wave}(\eta) = u_*^2, \quad (1)$$

причем $\tau_{wave}(\eta)$ убывает при удалении от границы на масштабе, который оценивался в работе [13]

$$h_{wave} = \frac{\kappa u_*}{V_p k}. \quad (2)$$

Здесь V_p и k – фазовая скорость и волновое число, соответствующие частоте пика спектра возвышения поверхности, вычисленные по дисперсионному соотношению.

Если выполняется условие $h_{wave} < 0.15\delta$, то внутри слоя постоянного потока импульса присутствует слой постоянного турбулентного потока импульса $\tau_{turb}(\eta) = u_*^2$, в котором скорость зависит от вертикальной координаты по логарифмическому закону, а коэффициент турбулентной вязкости линейно зависит от координаты. В этом случае логарифмическая производная от скорости

от средней скорости ветра U : $\phi = z \frac{dU}{dz} = \frac{u_*}{\kappa}$ постоянна. Если $h_{wave} > 0.15\delta$, то слой с логарифмическим профилем скорости не формируется, а слой волнового потока импульса переходит в “следную” часть турбулентного пограничного слоя.

Эти масштабы определялись для каждой из серий экспериментов. С помощью аппроксимации профиля скорости в “следной” части полиномом второго порядка, как это описано в [10], была найдена толщина слоя вытеснения δ . По временной реализации возвышения поверхности воды, измеренной с помощью волнографа, оценивался спектр возвышений поверхностного волнения. По дисперсионному соотношению для частоты пика спектра поверхности определялись V_p и k – фазовая скорость и волновое число, и по формуле (2) вычислялась h_{wave} .

С каждым из средних профилей скорости воздушного потока было выполнено преобразование, направленное на поиск слоя с постоянным турбулентным потоком импульса, в котором скорость от высоты зависит по логарифмическому закону. Для этого вычислялся профиль логарифмической производной от средней скорости ветра U : $\phi = z \frac{dU}{dz}$. Для того, чтобы уменьшить влияние шумов, производная вычислялась по полиномиальной аппроксимации полученной зависимости скорости ветра от высоты (степень полинома 6). Профиль скорости ветра, полученный усреднением по криволинейным координатам, и зависимость $\phi(z)$, вычисленная для него, представлены на рис. 9а–9г. Также на рис. 9 отмечены характерные вертикальные масштабы потока 0.15δ , h_{wave} и среднее положение гребней волн h_{crest} . Из рисунков видно, что в данных экспериментах логарифмический пограничный сформировался только

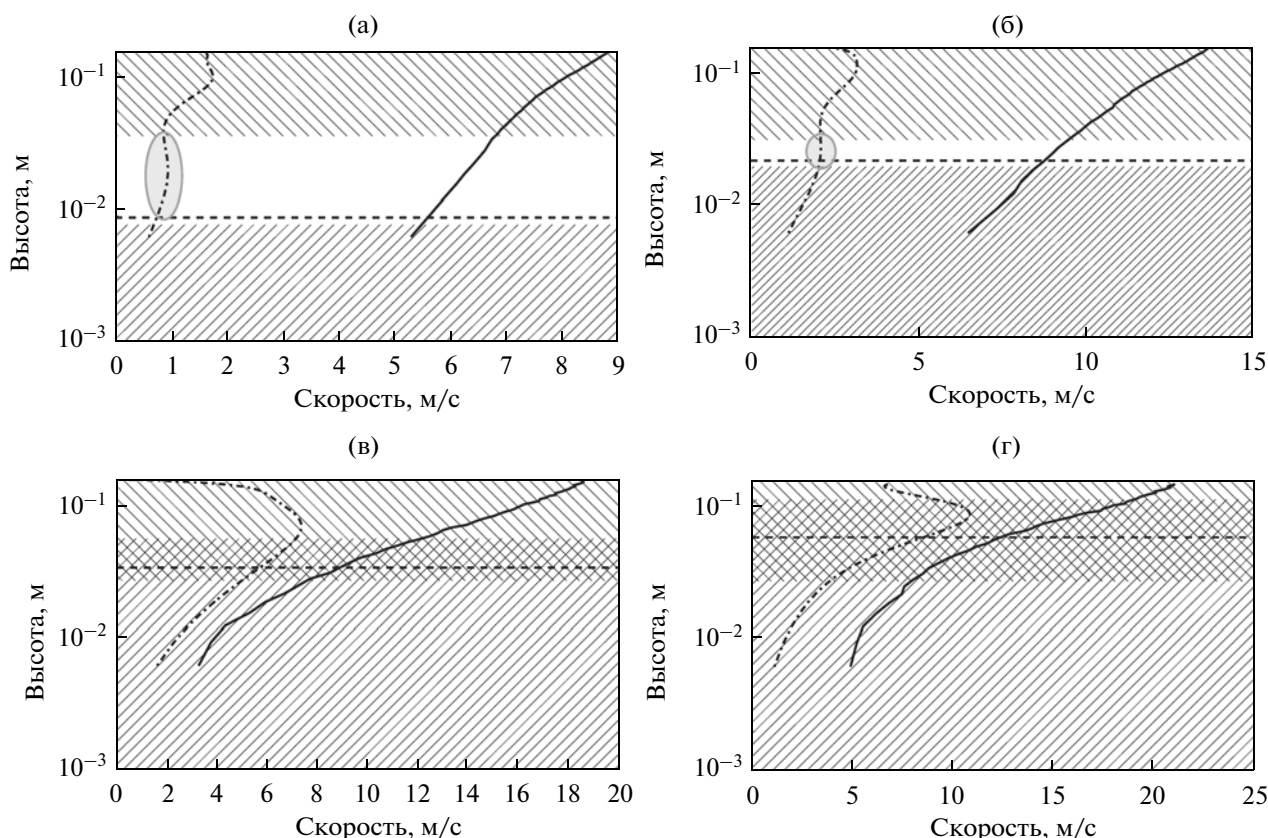


Рис. 9. Профили скорости ветра для различных расходов воздуха: а – 1.1, б – 1.6, в – 2.2, г – 2.7 м³/с, полученные усреднением по криволинейным координатам (сплошная кривая) и вычисленная для него зависимость $\varphi(z)$ (штрихпунктирная кривая). Горизонтальная штриховая линия показывает уровень гребней волн. Заштрихованная область сверху – ожидаемое положение “следной” части профиля (выше 0.15δ); заштрихованная область снизу – характерный вертикальный масштаб волновых возмущений (ниже h_{wave}). Полупрозрачным овалом отмечена логарифмическая часть профиля.

при значениях расхода воздуха 1.1 и 1.6 м³/с: на рис. 9а и 9б логарифмическая производная от профиля скорости имеет постоянный участок (отмечена полупрозрачным овалом). В этом случае, как показано на рис. 9а и 9б, верхняя граница слоя постоянных потоков импульса 0.15δ расположена выше области волновых потоков h_{wave} . При дальнейшем увеличении расхода воздуха (2.2 и 2.7 м³/с) логарифмическая часть профиля скорости отсутствует. Как видно из рис. 9в и 9г, в этом случае $h_{\text{wave}} < 0.15\delta$, т.е. характерный вертикальный масштаб волновых возмущений оказывается выше ожидаемой верхней границы логарифмического пограничного слоя. В этих условиях в пограничном слое отсутствует область с постоянным турбулентным потоком импульса, а волновой пограничный слой переходит в “следную” часть.

Для случаев, когда в измеренном профиле присутствует логарифмическая часть (рис. 9а и 9б), по логарифмической зависимости непосредственно могут быть найдены скорость трения, скорость ветра на стандартной высоте 10 м, а также коэф-

фициент сопротивления водной поверхности. Для случаев высоких скоростей ветра, когда на профилях скорости логарифмическая часть отсутствует, для вычисления коэффициента сопротивления аналогично [4, 5] использовано предположение об автомодельности профиля скорости в пристеночном течении, и коэффициент сопротивления вычислялся исходя из параболической аппроксимации “следной” части профиля. Используя такой метод, мы предполагаем, что профиль скорости в “следной” части не зависит от шероховатости поверхности. Действительно, слабая чувствительность профиля скорости в “следной” части от параметра шероховатости была обнаружена в экспериментах на аэродинамических трубах [10, 14]. Однако выполнимость нашего предположения для взволнованной поверхности, в особенности в условиях сильного ветра, когда размах колебаний возвышения поверхности в волнах составляет до 20% сечения канала, это предположение, вообще говоря, требует проверки.

При использовании предположения об автомодельности профиля скорости в пристеночном

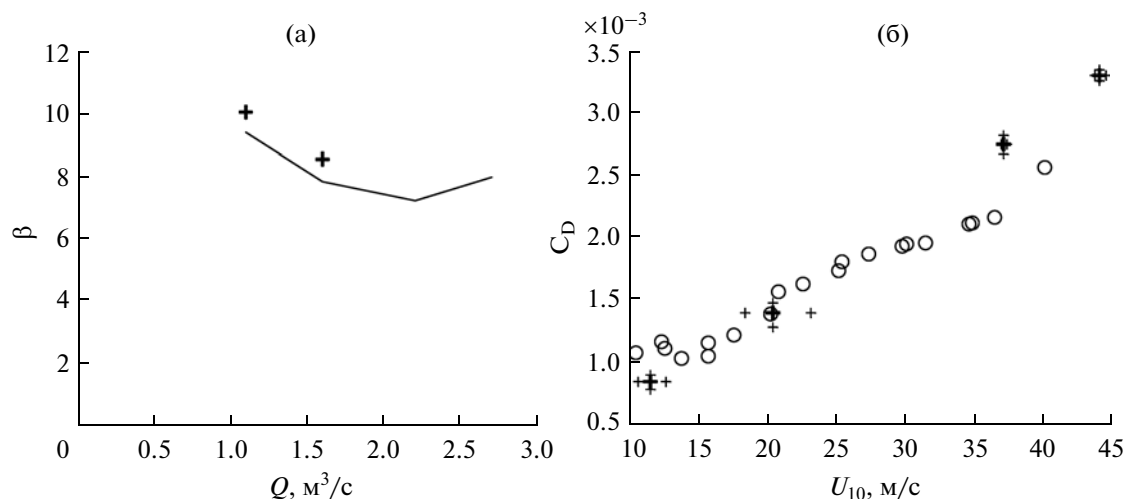


Рис. 10. а – Зависимость коэффициента параметризации β от скорости ветра на стандартной высоте. Крестами показаны данные, полученные из аппроксимации профилей, измеренных PIV для случаев расхода воздуха 1.1 и 1.6 m^3/c , линия показывает значения β , полученные для случая, расположенного на уровне невозмущенной поверхности плоского твердого дна. б – Полученная зависимость коэффициента аэродинамического сопротивления от скорости на высоте 10 м. Крестики – экспериментальные данные, полученные в [5], кружки – данные настоящего эксперимента.

течении для вычисления коэффициента сопротивления проводится параболическая аппроксимация профиля скорости в “следной” части профиля:

$$\frac{U_0 - \bar{U}_1}{u_*} = \beta \left(1 - \frac{z}{\delta}\right)^2. \quad (3)$$

Коэффициент β известен из обобщения экспериментальных данных для случаев пристеночного течения и равен 9.6 [10]. Однако для случаев течений с градиентом давления, таких как течения в трубах, при сохранении параболической формы “следной” части профиля скорости, коэффициент β становится равным 7.1 (см. [10]).

Для небольших скоростей ветра, где присутствует логарифмическая часть профилей скорости, коэффициент β может быть вычислен из параметризации “следной” и логарифмической частей профиля (см. рис. 10а). Зависимость β от скорости ветра демонстрирует тенденцию к уменьшению. Для высоких скоростей ветра, где на профиле скорости отсутствует логарифмическая часть, значение β не может быть вычислено напрямую, но оно требуется при вычислении коэффициента сопротивления с использованием предположения об автомодельности профиля скорости [4, 5]. При этом были использованы значения β , полученные из аппроксимации профилей скорости ветрового потока над плоским твердым дном, установленным в канале на уровне невозмущенной поверхности воды.

Рассчитанные таким образом значения коэффициента сопротивления C_D показаны на рис. 10б на графике $C_D(U_{10})$. На том же рисунке показана за-

висимость $C_D(U_{10})$, полученная в работах [4, 5] на основе контактных измерений. Видно, что измерения с помощью техники цифровой анемометрии хорошо согласуются с ранее полученными данными в области низких скоростей ветра. При больших скоростях (расходы воздуха 2.2 и 2.7 m^3/c) на основании техники PIV получены значения C_D , превышающие данные [4, 5] в пределах 20%. Они также превышают данные натуральных измерений [2]. Однако, возможно, что такое расхождение результатов обусловлено невыполнимостью сделанного предположения о независимости автомодельного профиля скорости над взволнованной поверхностью от ее шероховатости, которое лежит в основе методики расчета C_D .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Ветро-волновом канале ИПФ РАН выполнены лабораторные эксперименты по исследованию структуры воздушного турбулентного пограничного слоя над волнами при условиях, моделирующих приводный пограничный слой атмосферы при сильном и ураганном ветре. Воздушный поток в канале с квадратным сечением 0.16 m^2 создавался с помощью вентилятора. Расход воздуха принимал значения 1.1, 1.6, 2.2 и 2.7 m^3/c , что соответствовало оцененным значениям эквивалентных скоростей ветра на стандартной высоте 10 м от 10 до 48 m/c . С использованием модифицированной техники цифровой оптической анемометрии (PIV) получены осредненные по турбулентным пульсациям поля скорости воздушного потока над поверхностью воды, искривленной волной.

Подчеркнем, что подобные дистанционные методы позволяют получить поле скорости воздушного потока, в том числе ниже гребней волн, в их впадинах. Осреднением по фазе волны при фиксированных расстояниях от поверхности воды получены средние профили скорости воздушного потока в криволинейных координатах, следующих за волной. С использованием контактных измерений (трубки Пито) проведены измерения профилей скорости воздушного потока над гребнями волн в декартовых координатах. Для сравнения результатов измерений с помощью двух техник данные измерений с помощью техники PIV также выражены в декартовых координатах. На расстояниях от гребней волн более 10 мм оба экспериментальных метода давали близкие результаты.

Измерения в непосредственной близости от водной поверхности показали, что при расходах воздушного потока 1.1 и 1.6 м³/с профиль скорости в рабочей секции канала имел логарифмический участок, который располагался на расстоянии не более 30 мм от гребней волн. Заметим, что подобные измерения могли быть выполнены достоверно только с помощью дистанционной техники PIV, поскольку внесение в поток трубки Пито с диаметром около 10 мм приводило к значительным искажениям потока. Параметры воздушного потока (скорость трения и коэффициент сопротивления поверхности) при этом определялись путем экстраполяции логарифмического участка профиля скорости. При больших скоростях воздушного потока логарифмическая часть у профилей скорости отсутствовала. Для вычисления параметров воздушного потока при этом использовался косвенный метод [4], основанный на измерениях профиля скорости воздушного потока в его “следной” части.

Полученные в результате такой обработки значения коэффициентов аэродинамического сопротивления для скоростей ветра 12 и 20 м/с в пределах погрешности совпадают с величинами, полученными ранее [4, 5] на основе измерений в “следной” части потока с помощью контактных методов и последующей обработки с использованием автомодельных законов для профилей скорости в турбулентных пристенных течениях. Для больших скоростей ветра имеются превышение значений, полученных в [4, 5] в пределах 20%. Возможное объяснение этого состоит в том, что косвенный метод определения параметров воздушного потока, предложенный в [4], фактически использует предположение о том, что профиль скорости в “следной” части не зависит от шероховатости поверхности. Действительно, слабая чувствительность профиля скорости в “след-

ной” части от параметра шероховатости была обнаружена в экспериментах на аэродинамических трубах [10, 14]. Однако в условиях сильного ветра, когда размах колебаний возвышения поверхности в волнах составляет до 20% сечения канала, это предположение, вообще говоря, требует проверки.

Работа выполнена при поддержке гранта Правительства Российской Федерации для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских образовательных учреждениях высшего профессионального образования (договор № 11.G34.31.0048), гранта Президента МК-3550.2014.5, а также грантов РФФИ (коды проектов №№ 13-05-00865, 13-05-12093, 12-05-01064-а, 14-05-31415 мол_а, 14-08-31740 мол_а, 14-05-91767 АФ_а, 14-05-00367 А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E. et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm // J. Climate. 2003. V. 16. № 4. P. 571–591.
2. Powell M.D., Vickery P.J. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones / Reinhold // Nature. 2003. V. 422. P. 279–283.
3. 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. V. 31. L18306.
4. Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A. et al. Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00J21, doi:10.1029/2011JC007778.
5. Troitskaya Y., Sergeev D., Kandaurov A., Kazakov V. Air-sea interaction under hurricane wind conditions in “Recent Hurricane Research – Climate, Dynamics, and Societal Impacts” / Ed. Lupo A. // ISBN 978-953-307-238-8. 2011. P. 247–268.
6. Reul N., Branger H., Giovanangeli J.-P. Air flow structure over short-gravity breaking water waves // Bound.-Layer Meteor., 2008. V. 126. P. 477–505.
7. Veron F., Saxena G., Misra S.K. Measurements of the viscous tangential stress in the airflow above wind waves // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L19603, doi:10.1029/2007GL031242.
8. Troitskaya Yu., Sergeev D., Ermakova O., Balandina G. Statistical parameters of the air turbulent boundary layer over steep water waves measured by the PIV Technique // J. Phys. Oceanogr. 2011. V. 41. P. 1421–1454.
9. Hsu C.T., Hsu E.Y., Street R.L. On the structure of turbulent flow over a progressive water wave: theory and experiment in a transformed, wave-following coordinate system. Pt 1 // J. Fluid Mech. 1981. V. 105. P. 87–117.

10. *Hinze J.O.* Turbulence: An introduction to its mechanism and theory. New York: McGraw-Hill, 1959. 586 p.
11. *Кандауров А.А., Сергеев Д.А., Троицкая Ю.И.* Измерение характеристик поверхностного волнения методами цифровой визуализации в рамках лабораторного моделирования взаимодействия атмосферы и океана // Оптические методы исследования потоков: XI Межд. науч.-технич. конференция [Электронный ресурс]: труды конференции. Электрон. дан. М.: МЭИ (ТУ), 2011. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). Доклад № 90, 8 с. ISBN 978-5-9902974-1-8 № гос. регистрации 0321101669.
12. *Canny J.A.* Computational approach to edge detection // IEEE trans. pattern analysis and machine intelligence. 1986. V. 8. № 6. P. 679–698.
13. *Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В.* Квазилинейная модель взаимодействия поверхностных волн с сильными и ураганскими ветрами // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 670–694.
14. *Clauser F.* The turbulent boundary layer // Adv. Appl. Mech. 1956. V. 4. P. 1–51.

Average Velocity Field of the Air Flow over the Water Surface in a Laboratory Modeling of Storm and Hurricane Conditions in the Ocean

A. A. Kandaurov, Yu. I. Troitskaya, D. A. Sergeev, M. I. Vdovin, and G. A. Baidakov

Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, ul. Ul'yanova 46, Nizhni Novgorod, 603950 Russia

e-mail: kandaurov@hydro.appl.sci-nnov.ru

Received August 26, 2013

Abstract—Laboratory experiments on studying the structure of the turbulent air boundary layer over waves were carried out at the Wind-Wave Channel of the Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences (IAP RAS), in conditions modeling the near-water boundary layer of the atmosphere under strong and hurricane winds and the equivalent wind velocities from 10 to 48 m/s at the standard height of 10 m. A modified technique of digital optical anemometry (PIV) was used to obtain turbulent pulsation averaged velocity fields of the air flow over the water surface curved by a wave and average profiles of the wind velocity. The measurements showed that the logarithmic part of the velocity profile of the air flow in the channel was observed in the immediate vicinity from the water surface (at a distance of 30 m) and could be detected only using remote methods (PIV). According to the measured velocity profiles, dependences of aerodynamic drag factors of the water surface on the wind velocity at a height of 10 m were retrieved; they were compared with results of contact measurements carried out earlier on the same setup. It is shown that they agree with an accuracy of up to 20%; at moderate and strong wind velocities the coincidence falls within the experimental accuracy.

Keywords: wind, waves, modeling, turbulence, boundary layer, visualization.