

УДК: 551.465

ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И МОЩНОСТИ АСИММЕТРИЧНОГО ПРИЛИВНОГО ТЕЧЕНИЯ ПРИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЕТРА

© 2019 г. К. А. Коротенко¹, А. В. Сенчев²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
117997, Москва, Нахимовский проспект, 36

²Университет дю Литtoral, Франция
32 Avenue Foch, 62930 Wimereux, France
e-mail: kkorot@yahoo.com

Поступила в редакцию 07.05.2018 г.

Принята к печати 28.11.2018 г.

Высокочастотный (1.2МГц) 4-лучевой Доплеровский профилограф скорости течения, установленный на дно, использовался для прямых измерений турбулентности в приливном канале. Из проведенных измерений были выбраны 5 приливных циклов, которые охватили штилевые и штормовые метеоусловия. Оценено влияние асимметрии приливного цикла и изменчивости ветра на интенсивность турбулентности, напряжений Рейнольдса и энергетические характеристики течения. Показано, что во время шторма плотность мощности приливного потока по сравнению с той, что наблюдалась при штиле, снижалась в два раза. Фильтрация волн при расчете напряжений Рейнольдса позволила оценить вклад мелкомасштабной турбулентности в ее интенсивность.

Ключевые слова: прямые измерения турбулентности, асимметрия прилива, интенсивность турбулентности, напряжения Рейнольдса, плотность мощности прилива.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-351555261-72>

1. ВВЕДЕНИЕ

Приливы в океане являются одним из перспективных ресурсов возобновляемой энергии в связи с чем в последнее десятилетие уделяется огромное внимание разработке приливных турбин-конверторов, преобразующих кинетическую энергию приливных течений в электрическую. Достижения в этой области дают для приморских стран, казалось бы, неограниченные возможности сокращения потребления традиционных не возобновляемых видов энергии. Однако установка и эксплуатация приливных турбин связана с определенными трудностями, поскольку не все районы и места установки турбин подходят для их эффективной работы и безопасности. Помимо причин технического характера, на эффективность приливных турбин непосредственно влияют гидродинамические особенности приливов, а также метеоусловия и волнение моря [1–10].

Одним из факторов, который обычно не учитывается при выборе мест установки приливных

турбин, но который играет важную роль в оценке энергетического ресурса выбранного места в проливе, является асимметрия приливного течения [5], т. е. различие амплитуд средней скорости течения во время прилива и отлива. Оценка асимметрии важна, поскольку мощность приливного потока энергии пропорциональна кубу скорости, т. е. даже небольшая асимметрия в скорости течения приводит к существенным колебаниям выходной мощности конвертора и, в целом, ее снижения за время приливного цикла. Для постановки турбин, очевидно, лучше находить те места, где приливные течения имеют равную амплитуду на фазах прилива и отлива (приливная симметрия).

Следует также отметить, что, вызываемая рядом факторов [11], асимметрия прилива влияет не только на его средние характеристики, такие как скорость и уровень моря. Она также вызывает асимметрию в распределении характеристик турбулентности: напряжений Рейнольдса, кинетическую энергию турбулентности, скорости ее

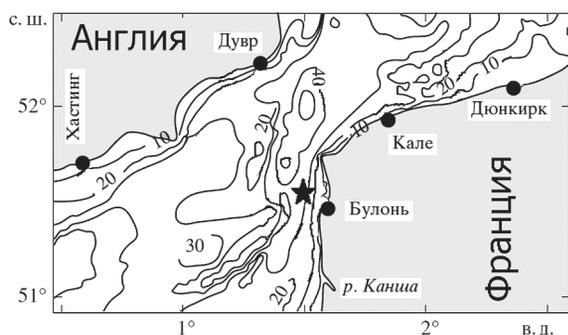


Рис. 1. Район исследования с топографией дна и точка постановки ADCP (показана звездочкой).

генерации и диссипации и др. [12–15]. Вообще, наличие турбулентных пульсаций в поле скоростей приливного потока, как показывают исследования [4], приводит к снижению производительности турбины-конвертора, а при чрезмерной циклической нагрузке — выходу устройства из строя.

Среди характеристик турбулентности в приливном потоке ее интенсивность рассматривается как характеристика, наиболее подходящая для оценки нестационарной нагрузки на приливные турбины [16], поскольку она отражает величину турбулентной кинетической энергии потока, воздействующей на нее. Поэтому при выборе перспективных энергетических районов количественному определению интенсивности турбулентности в приливном потоке отводится особое внимание [4]. Кроме того, как было недавно показано в [4, 17], для турбин, установленных на мелкой воде, критическими являются также оценки воздействия поверхностных волн, которые приводят к нестационарным нагрузкам на приливные турбины, причем эти нагрузки будут существенно возрастать в периоды штормов [7].

Цель работы — изучение влияния асимметрии приливного течения и погодных условий на интенсивность турбулентности и мощность приливного потока. В качестве примера была выбрана точка в восточной части пролива Ла-Манш (рис. 1), где были проведены прямые измерения турбулентности с помощью акустического Доплеровского профилографа скорости (ADCP).

2. РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

На рис. 1 показана батиметрия восточной части пролива Ла-Манш. Место постановки ADCP отмечено звездочкой. Для этого района харак-

терны малые глубины (<60 м), сильные приливные течения, большие (~7 м) значения колебания уровня моря и интенсивная турбулентность в определенных фазах приливного цикла [11].

Из-за интерференции основных полусуточных составляющих (M_2 , S_2 , N_2) приливные течения в исследуемой области имеют преимущественно полусуточный период с ярко выраженной двухнедельной модуляцией. Взаимодействие нелинейных гармоник более высокого порядка (M_4 , MS_4) приводит к асимметрии кривой уровня моря, что, в свою очередь, приводит к более высоким скоростям течения и их пульсациям во время прилива по сравнению с теми, которые наблюдаются при отливе [11].

ADCP RDI “Workhorse” [18] был установлен на дне в прибрежной зоне пролива на расстоянии 7 км от берега. Глубина в точке постановки была около 18 м. Лучи прибора были направлены вверх так, что «просвечивалась» вся толща моря, при этом измерения регистрировались на уровнях через каждые 0.5 м, начиная с 1 м над дном. Ориентация излучателей ADCP была выбрана так, что линия, проходящая через лучи 3–4 [11] была направлена на север, что позволяло с большой точностью измерять вдольбереговую (меридиональную) компоненту скорости. Более подробно пример и установка ADCP описаны в [11, 14].

Измерения проводились с 9 по 16 июня 2009 г. Для обработки данных измерений скорости был выбран период с 9 по 12 июня, который охватывал периоды относительного штиля (9–10 июня) и период шторма 11 июня.

Заметим, что успешный выбор места для установки преобразователей приливной энергии зависит от возможности точной оценки доступной мощности приливного потока. Самые подходящие места для установки обычно находятся в относительно мелких водах континентального шельфа и в проливах, где приливные течения значительно усиливаются. Однако в таких местах преобразователи приливной энергии могут испытывать воздействие поверхностных гравитационных волн, которые вследствие нелинейных процессов взаимодействия их с течениями в поверхностном и придонном пограничных слоях, влияют на кинетическую энергию (мощность) приливных течений [7]. Для оценки этого влияния мы дополнили измерения скорости течения имевшимися историческими данными по ветру и волнам, полученным в период измерений. Скорость и направление ветра были взя-

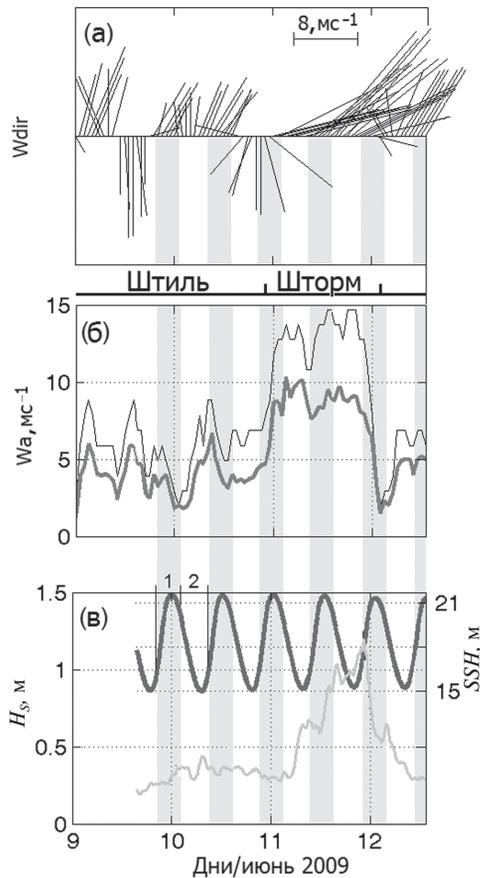


Рис. 2. Штрих-диаграмма направления и скорости ветра (а), его порывов (тонкая линия) и усредненной скорости (жирная линия) (б) и значительной высоты волны H_s (в), полученной с помощью ADCP (серая линия). Периоды штиля и шторма, обозначены по данным скорости ветра и высоты волн. На уровне поверхности моря SSH (черная жирная линия) обозначены фазы прилива (1) и отлива (2). Периоды прилива затенены серым цветом.

ты из архивных записей, сделанных на маяке в порту Булонь (рис.1), а значительная высота волны H_s была получена непосредственно из измерений ADCP.

На рис. 2 показана штрих-диаграмма скорости и направления ветра, а также эволюция H_s в период измерений. При этом, как отмечалось выше, наблюдались два характерных режима. Первый режим, связанный с региональной атмосферной циркуляцией, продолжался от начала эксперимента с 14:00 GMT (здесь и далее время по Гринвичу) 9 июня до 22:00 10 июня и характеризовался слабыми ветрами ($\leq 6 \text{ м с}^{-1}$) северных направлений и небольшими волнами, высота которых составляла от 0.3 до 0.6 м (рис. 2в). Начиная с 22:00 10 июня, произошло усиление ветра, которое длилось сутки до конца 11 июня. При этом скорость устой-

чивого юго-западного ветра усилилась до 10 м с^{-1} с порывами до 15 м с^{-1} (рис. 2а, б) и H_s возросла до 1.2 м (рис. 2в). Ранним утром 12 июня с установлением штиля скорость ветра и H_s практически одновременно упали до 2 м с^{-1} и 0.3 м соответственно.

3. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИЛИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ В ПРОЛИВЕ

3.1. Уровень моря и средние скорости течений. Изучение колебаний уровня моря, приливных течений и их асимметрии очень важно для лучшего понимания водообмена в проливе, параметров турбулентности и их влияния на производительность приливных турбин. На рис. 3а—в сплошной черной линией показана осцилляция уровня морской поверхности. Детальный анализ приливного цикла показал, что период отлива длиннее периода прилива примерно на 2 ч. При этом пик скорости во время прилива отстает от пика подъема уровня моря примерно на 2.5 ч. В точке измерения разворот поверхностного течения, о котором свидетельствует средняя вдольбереговая компонента скорости \bar{v} (рис. 3б), происходит за 2.5 и 3 ч перед достижением, соответственно, высокой воды или низкой воды в порту Булонь. Заметим, что моменты начала реверса приливного течения могут быть легко распознаны по белым вертикальным линиям нулевой средней скорости поперечной к берегу, т. е. \bar{u} (рис. 3а).

Отметим, что зональная скорость \bar{u} приводит к смещению воды по направлению к берегу или от него в связи с чем она вызывает повышение (понижение) уровня моря. Поэтому та часть периода приливного цикла, когда $\bar{u} > 0$ (затенена на рис. 3а темно-серым цветом) обозначается приливом (flood), а при $\bar{u} < 0$ (затенена светло-серым цветом) обозначается отливом (ebb). Асимметрии является особенностью динамики многих проливов. Особенность восточной части пролива Ла-Манш [19] проявляется в том, что уровень моря и скорость приливного течения имеют большие значения в период прилива.

Как видно из рис. 3, в изменении приливного течения доминировала полусуточная гармоника, при этом вдоль береговая компонента скорости \bar{v} достигает 1.1 м с^{-1} при приливе (северо-восточном течении) и 0.7 м с^{-1} — при отливе (юго-западном течении). Компонента зональной скорости \bar{u} была значительно слабее и ее магнитуда не превышала 0.4 м с^{-1} . Для ясности поперечные и продольные со-

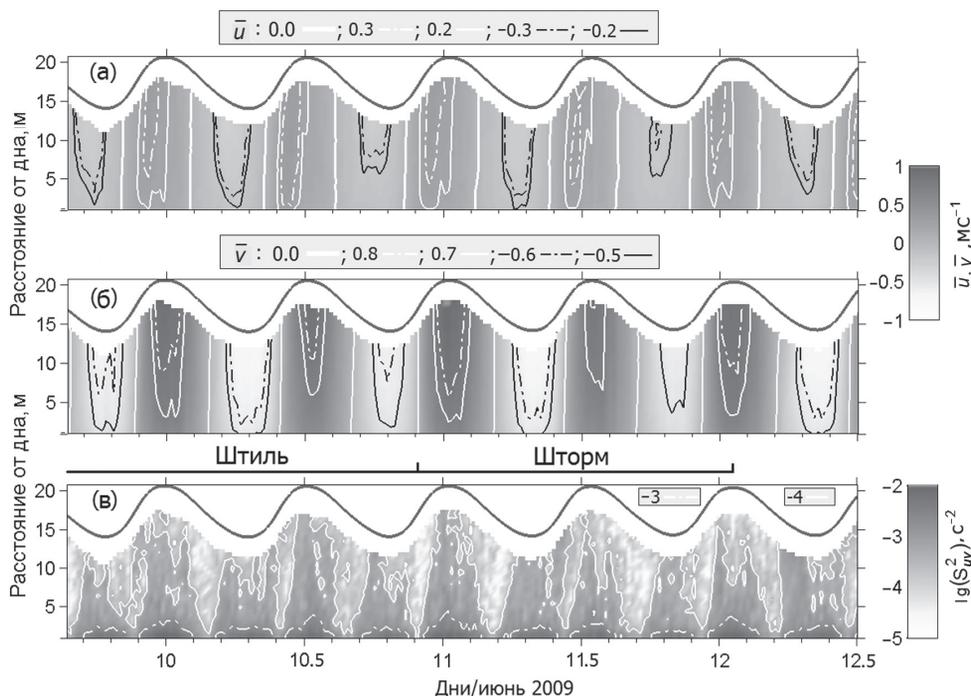


Рис. 3. Изменение поперечной к берегу (а), вдольбереговой (б) компонент средней скорости течения и логарифма квадрата сдвига скорости $\lg(S_{uv}^2)$ (в) в приливном течении. Сплошной черной линией показан уровень поверхности моря.

ставляющие скорости потока, изображенные на рис. 3а, б, снабжены изотаксами (контурами постоянной скорости), по которым видно характерное уменьшение скорости в придонном слое. Как было показано в [14, 15], в придонном погранслое формируется особый вид т. н. «пристеночной» турбулентности, для которого характерен логарифмический профиль средней скорости. Из рис. 2 и 3 также видно, что при усилении юго-западного ветра и волнения во время шторма скорости течения заметно уменьшались по всей толще воды. Особенно это хорошо видно по изотаксам $\bar{u} = -0.2$ м с⁻¹ и $\bar{v} = -0.5$ м с⁻¹ в период отлива во время усиления шторма 11 июня в 20:00.

На рис. 3в показана изменчивость во времени и по глубине квадрата сдвига скорости течения $S_{uv}^2 = \left[(\partial\bar{u}/\partial z)^2 + (\partial\bar{v}/\partial z)^2 \right]$, характеризующего вклад вертикального градиента скорости в продукцию кинетической турбулентной энергии. Доминирующая четверть-суточная изменчивость S_{uv}^2 хорошо видна по контурам $\lg(S_{uv}^2) = -3$ и -4 . По глубине $\lg(S_{uv}^2)$ растет с приближением к морскому дну, достигая там своих наивысших значений около $7.5 \cdot 10^{-3}$ и $5.5 \cdot 10^{-3}$ с⁻² на пиках прилива и отлива соответственно. В пределах приповерхностного подслоя вариации $\lg(S_{uv}^2)$ выявили дополнительную

асимметрию, связанную с различием воздействия ветра во время приливов и отливов: в периоды отлива устойчивые юго-западные ветры дули против течения.

Из рис. 3с видно, что в период шторма 11 июня 2009 г. среди вертикальных светло-серых полос, обозначающих низкие величины $\lg(S_{uv}^2)$ в период слабого течения (около 15:00 ч), отмечается также появление дополнительного ряда светлых пятен в период между пиком скоростей во время прилива (~13:00 ч) и пиком отлива (~14:00 ч). Эти пятна с низкими значениями $\lg(S_{uv}^2) < -5$, появлялись в приповерхностном слое, что свидетельствовало о снижении величины сдвига скорости во время прилива, несмотря на сильное ветровое воздействие при шторме. С прекращением ветра 12 июня 2009 г. слабые сдвиги (светлые пятна) в приповерхностном слое исчезли.

3.2. Спектры скорости для штилевого и штормового периодов. Для анализа пульсаций скорости течения во время штиля и шторма мы выбрали две соответствующие суточные записи вдоль береговой скорости \bar{v} с разрешением в 1 с, полученные с помощью ADCP. Разделение низкочастотных и высокочастотных колебаний скорости проводилось с помощью фильтра Баттерворта 4 порядка с периодом сглажива-

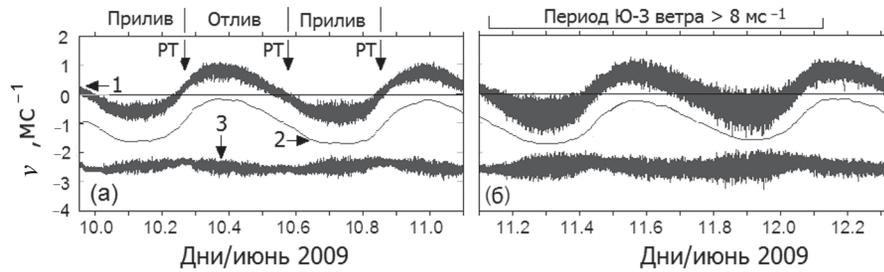


Рис. 4. Однодневные записи вдольбереговой скорости на расстоянии 10 м от дна во время штиля 10 июня 2009 г. (а) и шторма 11 июня 2009 г. (б). РТ обозначает момент разворота течения. Указатели 1–3 описаны в тексте.

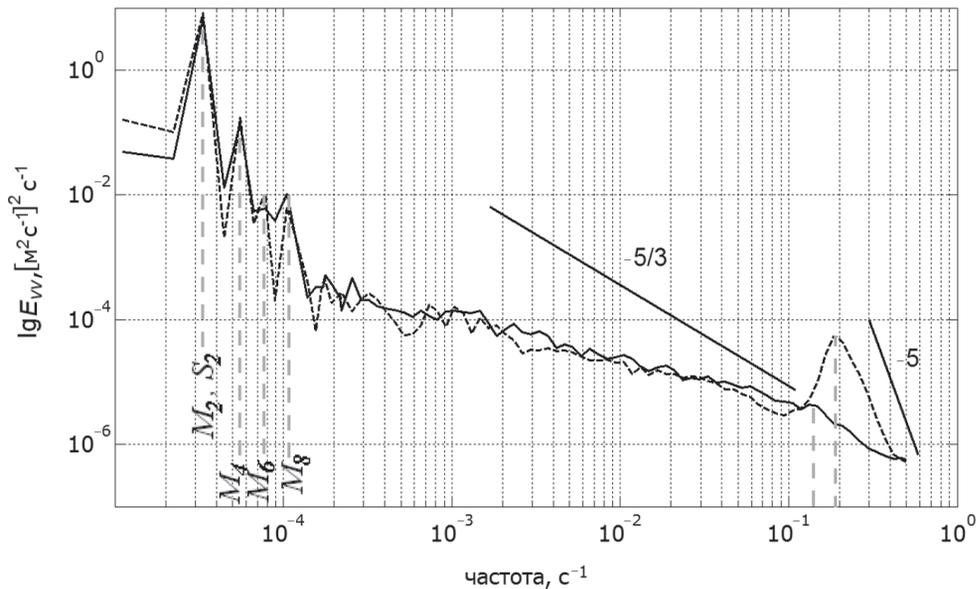


Рис. 5. Спектральные плотности энергии пульсаций вдольбереговой скорости v на расстоянии 5 м от дна для периодов штиля (сплошная линия) и шторма (прерывистая линия).

ния 20 мин. Сравнение полной скорости \bar{v} для двух периодов представлено на рис. 4, где для удобства мы предоставили переменные осредненной скорости и пульсаций со смещением на 1.0 м с^{-1} и 2.5 м с^{-1} относительно первичных данных. На рис. 4а они представлены кривыми, соответственно, под номерами 2 и 3, в то время как первичные нефитрованные данные представлены кривой 1. Рис. 4а, б демонстрируют широкий диапазон изменчивости первичных данных: от высокочастотных турбулентных пульсаций скорости до медленных колебаний на временных масштабах порядка длины записей. При этом высокочастотные флуктуации скорости менялись в согласии с низкочастотной гармоникой с минимумами амплитуды пульсаций, наблюдавшихся в периоды стоячей воды (slack water). Видно также, что значительное увеличение высокочастотных пульсаций наблюдается в период шторма (рис. 4б).

На рис. 5 показана спектральная плотность пульсаций вдольбереговой скорости на расстоянии 5 м от дна для периодов штиля (сплошная линия) и шторма (прерывистая линия). На данном спектре хорошо видны пики энергии, соответствующие приливным гармоникам M_2 , S_2 , M_4 , M_6 , и M_8 , после которых спектр монотонно падает вплоть до частоты $f = 10^{-1}$ Гц. Однако далее при $f > 10^{-1}$ Гц следуют локальные максимумы: для штилевого спектра частоте $f \sim 0.13$ Гц, соответствующий вкладу небольшой зыби, а для штормового в области $f \sim 0.2$ Гц, соответствующий вкладу ветровых гравитационных волн. Видно, что участок спектра с $f > 0.2$ Гц хорошо согласуется со степенным законом « -5 », который характерен для ветровых гравитационных волн, а спектр пульсаций скорости течения между энергетическими приливными и волновыми пиками $3 \cdot 10^{-4} < f < 10^{-1}$ Гц близок к известному закону « $-5/3$ », характерному для инерционного интервала локально-изотропной турбулентности [14].

4. АНАЛИЗ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

4.1. Сила и интенсивность турбулентности.

С точки зрения энергетических ресурсов приливного района особый интерес представляют турбулентные флуктуации горизонтальных компонент скорости, u' , и v' их средних составляющих \bar{u} , \bar{v} . Известно, что турбулентные флуктуации уменьшают производительность приливных турбин и вызывают усталость материала, что снижает срок службы устройств [1–3, 6, 10]. Репрезентативными параметрами в оценке энергетических ресурсов приливов являются горизонтальные составляющие силы турбулентности $\sigma_{u,v}$ (т. е. средней квадратичной величины скорости пульсаций) и ее интенсивности $I_{u,v}$. Поскольку в исследуемом нами районе приливные эллипсы сильно вытянуты и ориентированы вдоль побережья [20], то, в дальнейшем, мы будем рассматривать только вдольбереговые составляющие σ_v и I_v . Последний параметр определяется отношением

$$I_v = \frac{\sigma_v}{\bar{v}} = \frac{\sqrt{v'^2}}{\bar{v}}. \quad (1)$$

Наблюдения показывают [3, 6], что с усилением приливного течения оба параметра в (1) растут, однако для сильных приливов (отливов) рост средней скорости опережает рост средней квадратичной скорости пульсаций, и поэтому параметр I_v будет уменьшаться. Высокопродуктивные с точки зрения производства электро-

энергии считаются приливные районы, где помимо больших скоростей среднего течения значения интенсивности турбулентности составляют величины порядка 0.15 и ниже [6, 21].

Наши исследования показывали, что параметр I_v менялся в довольно широких пределах, падая до значений <0.15 лишь в определенные периоды приливного цикла. На рис. 6 даны изменения величин σ_v и I_v в период измерений, охватывающий штиль и шторм. Как видно, сила и интенсивность турбулентности изменялись синхронно с приливными колебаниями, показывая отчетливо выраженную асимметрию генерации турбулентности в приливном течении по всей толще воды, включая также приповерхностный слой, где ветер и волны во время шторма усиливали флуктуации скорости течения. В период штиля величина I_v в средней части водного столба (рис. 6б) была меньше 0.15 (область внутри черного контура). Однако в период шторма 11 июня 2009 г., как видно из рис. 6б, диапазон глубин с $I_v < 0.15$ заметно уменьшился, особенно в период отливов. Например, с 19:00 по 20:00 11 июня 2009 г. интенсивность турбулентности возросла так, что I_v превышала критическое значение 0.15. Таким образом, для испытываемого района даже небольшой шторм с ветром 10–15 м с⁻¹ и высотой волны порядка 1.5 м может создавать неприемлемые условия для эксплуатации приливных турбин. После прекращения ветра и волнения (в ранние часы 12 июня) область

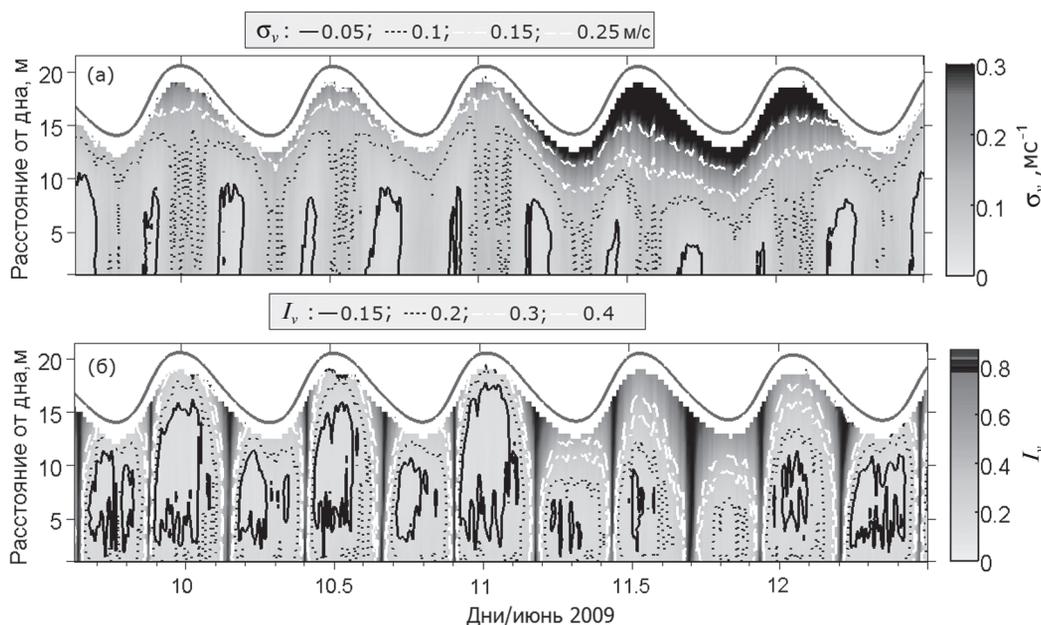


Рис. 6. Изменение вдольбереговых составляющих силы σ_v (а) и интенсивности I_v (б) турбулентности в приливном течении.

с низкими значениями $I_v = 0.15$ практически сразу восстановилась после прекращения ветра и волнения.

Отметим, что большие значения интенсивности турбулентности ($I_v > 0.6$) были сосредоточены в короткие периоды реверса прилива, когда средняя скорость течения была близка к нулю, а пульсации скорости имели также малую, но конечную величину. Эти периоды на рис. 6б имеют вид темно-серых вертикальных конусов, восходящих от дна к поверхности.

4.2. Профили интенсивности турбулентности. Чтобы сопоставить положение уровней интенсивности турбулентности в точке измерения, ниже мы совместно рассмотрим профили вдольбереговой компоненты средней скорости течения и интенсивности турбулентности. На рис. 7 показана эволюция профилей \bar{v} и I_v , отобранных в периоды прилива, для штилевых (верхняя панель) и штормовых (нижняя панель) условий. На рис. 8 показаны профили \bar{v} и I_v , отобранные для отлива при тех же условиях.

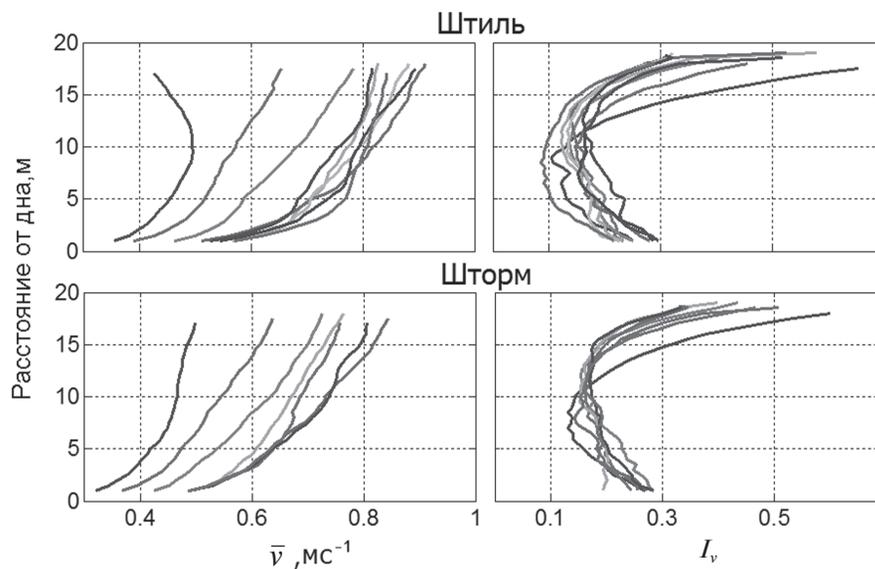


Рис. 7. Семейство профилей вдольбереговой скорости \bar{v} интенсивности турбулентности I_v в фазе прилива при штиле (верхняя панель) и шторме (нижняя панель).

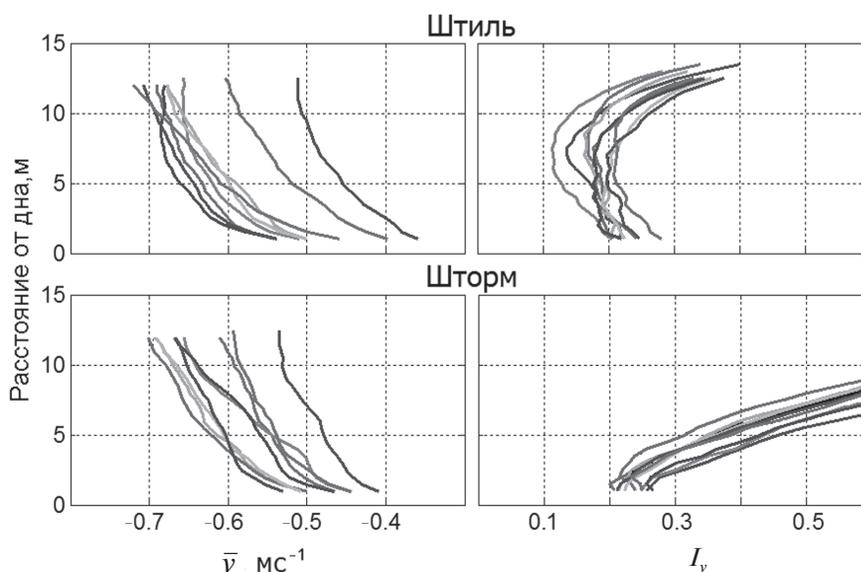


Рис. 8. Семейство профилей вдольбереговой скорости \bar{v} интенсивности турбулентности I_v в фазе отлива при штиле (верхняя панель) и шторме (нижняя панель).

Из рис. 7 видно, что в период штиля минимальные значения $I_v < 0.15$ на пике прилива находились в слое 5–15 м над дном, в то время как рис. 8 показывает, что на пике отлива те же величины наблюдались в более тонком слое от 5 до 10 м.

Во время шторма I_v значительно усиливалась из-за усиливавшегося ветра и обрушившихся волн. Особенно это заметно при отливах, когда воздействие устойчивых юго-западных ветров было направлено против течения [14]. В этом случае минимум интенсивности турбулентности ($I_v \sim 0.23$) наблюдался у морского дна. С удалением от дна I_v резко увеличивалась, достигая, например, величины 0.6 на расстоянии 9 м от дна. Интересно, что во время шторма величина I_v на пике прилива уменьшалась до 0.15 в довольно широком слое 5–10 м, т. е. примерно в таком же диапазоне, как и при штиле. Таким образом, глубины 5–10 м в рассматриваемой точке пролива можно считать вполне приемлемыми с точки зрения, как эффективности,

так и безопасности работы приливных турбин. Тем не менее, во время штормов рост I_v может дестабилизировать этот слой при определенных фазах прилива и направлениях ветра, о чем говорилось выше.

5. ОЦЕНКА МОЩНОСТИ ПРИЛИВНОГО ТЕЧЕНИЯ

Теоретическая плотность мощности приливного потока воды или энергия приливного энергетического потока, проходящая через единичное поперечное сечение потока (Вт м^{-2}), вычисляется по следующей формуле [5]:

$$PD(t) = \frac{1}{2} \rho U^3(t), \quad (2)$$

где U — горизонтальная скорость приливного течения и ρ — средняя плотность воды. Для асимметричного приливного течения выбор высоты установки приливной турбины будет критическим фактором, определяющим ее вы-

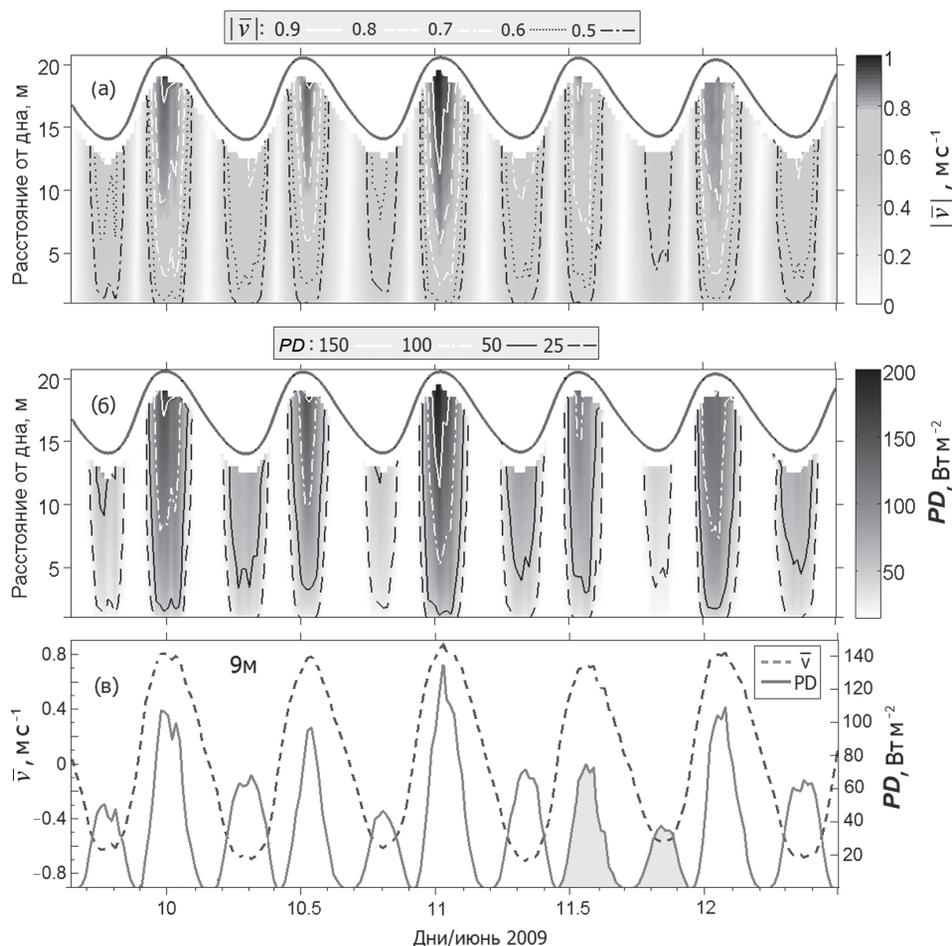


Рис. 9. Изменение модуля скорости вдольбереговой скорости $|\bar{v}|$ (а), плотности мощности приливного течения PD и изолинии \bar{v} и PD на глубине 9 м от дна (в).

ходную мощность. На рис. 9 показано циклическое изменение средней вдольбереговой скорости течения \bar{v} и соответствующая ей плотность мощности приливного потока PD . Для удобства сравнения этих величин на рис. 9а представлена абсолютная величина средней скорости потока $|\bar{v}|$. Поскольку выходная мощность зависит от куба скорости, то даже небольшая асимметрия приливной скорости (рис. 9а) будет давать значительную асимметрию плотности мощности (рис. 9б). Сравнивая вариации изотак скорости $|\bar{v}|$ и изолиний PD , видно, что асимметрия скоростей течения и, следовательно, мощности растет с удалением от дна. Так, на расстоянии 12 и 2 м от дна для штилевых условий среднее пиковое значение PD в фазе прилива составляет около 42% и 80%, соответственно, от пиковых значений в фазе отлива.

Для штормовых условий, кроме влияния турбулентности, необходимо также учитывать возможное уменьшение мощности приливного потока, связанное с ростом поверхностных гравитационных волн и их проникновением вглубь моря. На рис. 9в показаны изменения \bar{v} и PD во времени на расстоянии 9 м от дна. Сравнение показывает, что максимальная величина PD в периоды прилива на этой глубине во время штиля была в 3.5 раза больше той, которая наблюдалась в периоды отлива (см. ночь 10 июня), хотя различие скорости в эти периоды составляло примерно 30%. С развитием шторма, как видно для второй половины 11 июня, асимметрия PD резко уменьшилась (с 140 до 80 Вт м⁻²) в связи с падением скорости \bar{v} на пиках прилива (~13:00 ч) и отлива (~19:00). На рис. 9в оба события помечены серым цветом. Интересно отметить, что начиная с 12 июня, когда скорость ветра и высота волны почти одновременно упали до 2 м с⁻¹ и 0.3 м, соответственно, величина плотности мощности, как при приливе, так и при отливе быстро восстановилась до значений, которые наблюдались до шторма.

Отметим, что снижение скорости прилива и падение плотности мощности потока во время шторма из-за волнения известно давно [22–24]. Недавнее исследование [7] показало, что включение поверхностных волн в гидродинамическую модель значительно улучшает оценки мощности приливного потока над морским дном. Так, было показано, что в условиях шторма мощность приливного течения из-за воздействия волн в придонном слое может уменьшаться на 9%.

6. ОБ ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Выше для оценки интенсивности турбулентности мы использовали пульсации скорости, полученные с помощью ADCP. Как видно из спектра, представленного на рис. 5, высокочастотные пульсации ($f > 5 \cdot 10^{-2}$ Гц) складываются из мелкомасштабной турбулентности (ММТ) и колебаний поверхностных гравитационных волн. Поэтому под интенсивностью турбулентности, полученной по этим данным, следует понимать общий вклад в интенсивность пульсаций скорости, поступающий как от ММТ, так и от орбитальных движений, вызываемых гравитационными волнами. Вклад последних, часто, трудно точно определить и/или отфильтровать из-за нелинейности их взаимодействия с ММТ, которая приводит к нелинейной частотной модуляции турбулентного сигнала [11]. Тем не менее, к настоящему времени разработан ряд методов выделения ММТ из их суперпозиции с волновыми пульсациями [25–27]. Применение этих методов позволяет оценить вклад неустойчивости сдвига скорости дрейфового течения в совокупности с обрушением волн в величину интенсивности турбулентности отдельно от вклада флюктуаций, создаваемых орбитальными движениями ветровых волн. Чтобы это показать мы использовали один из методов фильтрации, т. н. «метод соответствия дисперсий» (Variance Fit [27, 14]), для оценки напряжений Рейнольдса без загрязнения последних волнением (wave bias contamination).

На рис. 10б показана эволюция вдольбереговой компоненты напряжений Рейнольдса $\tau_y = -\rho v'w'$ (где w' — пульсации вертикальной скорости), рассчитанного с помощью т. н. метода дисперсий (variance method [28, 11]) в совокупности с методом соответствия дисперсий. Для сопоставления τ_y с циклами прилива–отлива и воздействием ветра приведен также уровень поверхности моря, а на рис. 10а даны скорость и направление ветра. Как видно из рис. 10б, в эволюции напряжений Рейнольдса доминируют полусуточные колебания. В периоды приливов τ_y имеют положительные значения (вертикальная ось направлена вверх), затененные темно-серым цветом и, обычно в периоды штиля, уменьшаются с увеличением расстояния от дна. В периоды отлива τ_y — отрицательны (затененные светло-серым цветом), а их величины уменьшаются с удалением от дна. Моменты смены знака напряжений Рейнольдса на рис. 10б от-

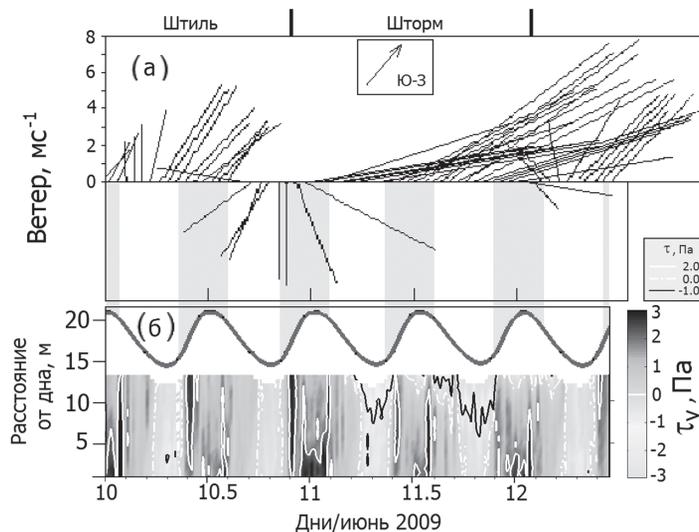


Рис. 10. Штрих-диаграмма направления и скорости ветра (а) и эволюция вдольбереговой компоненты напряжения Рейнольдса τ_y в 13-метровом слое от дна (б). Сплошной черной линией дан уровень поверхности моря. Периоды прилива затенены серым цветом.

мечены штрих-пунктирными линиями. Хорошо видно, что абсолютная величина τ_y при штиле в периоды прилива была больше, чем у напряжений, которые наблюдались в периоды отлива. При этом положительные значения τ_y наблюдались гораздо дольше отрицательных значений, что свидетельствует о сильной асимметрии турбулентности в исследуемом районе.

Асимметрия τ_y в приповерхностном слое моря значительно возросла во время шторма 11 июня 2009 г., когда сильные устойчивые юго-западные ветры в период отлива дули против течения, создавая короткие крутые обрушающиеся волны [14]. Неустойчивость дрейфового течения совместно с обрушением волн объясняет значительное усиление напряжений Рейнольдса на фазах отлива. На рис. 10б показана изолиния $\tau_y = -1$ Па (черная линия), появляющаяся в период отлива при развитом шторме (17–21 ч 11 июня) и показывающая заглужение отрицательных значений τ_y до расстояния 7.5 м от дна, в то время как при штилевых условиях такие значения при отливе не наблюдались. Интересно, что при шторме 11 июня (с 12 до 17 ч) структура вертикального распределения напряжений Рейнольдса изменяется во время прилива. Так, в приповерхностном слое моря в периоды прилива, когда величины τ_y обычно положительны, во время шторма появляются отрицательные величины, которые можно проследить по контуру $\tau_y = 0$ (с 11 до 13 ч 11 июня). С ослаблением ветра и волнения 12 июня 2009 г. значения напряжений Рейнольдса на приливе и отливе быстро возвращаются к их штилевым значениям.

6. ВЫВОДЫ

Прямые измерения турбулентности в мелководной энергетической зоне пролива Ла-Манш, проведенные с помощью высокочастотного ADCP, позволили детально исследовать закономерности изменчивости приливного потока, интенсивности турбулентности и напряжений Рейнольдса, а также оценить энергетические ресурсы приливного канала. Результаты показали, что интенсивность турбулентности и плотность мощности потока сильно зависят от фазы прилива, его асимметрии и весьма чувствительны к смене погодных условий.

В период штиля критические значения интенсивности турбулентности < 0.15 наблюдались в довольно широком диапазоне глубин, в то время как в период шторма I_v сильно зависела от фазы прилива. Если при шторме во время прилива наблюдались низкие значения I_v , такие же, как и при штиле, то при отливе было выявлено, что интенсивность турбулентности резко возрастала во всем слое из-за северо-западного ветра, дувшего против течения, что приводило к росту крутых поверхностных волн. Исследования также показали, что во время шторма волновое течение, распространяющееся против прилива, приводит к заметному уменьшению средней скорости, а, следовательно, и плотности мощности течения. Этот результат подтверждает выводы, сделанные ранее Клопманом [22] в лабораторных экспериментах.

Использование метода фильтрации волн при расчете напряжений Рейнольдса позволило оценить вклад мелкомасштабной турбулентности в I_v .

Источники финансирования. Работа была выполнена в рамках государственного задания Министерства образования и науки РФ (Тема № 0149-2018-0002) и Программы ЕС «PRO-TIDE of the Interreg IVB NW».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bahaj A.S., Molland A.F., Chaplin J.R., Batten W.M.J.* Power and thrust measurements of marine current turbines under various hydrodynamic flow conditions in a cavitation tunnel and a towing tank // *Renew Energy*. 2007. V. 32. P. 407–26.
- Milne I., Day A., Sharma R., Flay R.* Blade loads on tidal turbines in planar oscillatory flow // *Ocean Engineering*. 2013. V. 60. P. 63–174.
- Mycek P., Gaurier B., Germain G., Pinon G, Rivoalen E.* Experimental study of the turbulence intensity effects on marine current turbines behavior. Part I: one single turbine // *Renew Energy*. 2014. V. 66. P. 729–746.
- Milne I.A., Day A.H., Sharma R.N., Flay R.G.J.* The characterization of the hydrodynamic loads on tidal turbines due to turbulence // *Renewable and Sustainable Energy Rev*. 2016. V. 56. P. 851–864.
- Neil S.P., Hashemi M.R., Lewis M.J.* The role of tidal asymmetry in characterizing the tidal energy resource of Orkney // *Renewable Energy*. 2015. V. 68. P. 337–350.
- McCaffrey K., Fox-Kemper B., Hamlington P.E., Thomson J.* Characterization of turbulence anisotropy, coherence, and intermittency at a prospective tidal energy site: Observational data analysis // *Renewable Energy*. 2015. V. 76. P. 441–453.
- Guillou N., Chapalain G., Neill S.P.* The influence of waves on the tidal kinetic energy resource at a tidal stream energy site // *Applied Energy*. 2016. V. 180. P. 402–415.
- Gunawan B., Neary V.S., Colby J.* Tidal energy site resource assessment in the East River tidal strait, near Roosevelt Island, New York // *Renewable Energy*. 2014. V. 71. P. 509–517.
- Norris J.V., Droniou E.* Update on EMEC activities, resource description, and characterization of wave-induced velocities in a tidal flow // *Proc. 7th European Wave and Tidal Energy Conf, Porto, 2007. Portugal*.
- Thomson J., Polagye B., Richmond M., Durgesh V.* Quantifying turbulence for tidal power applications // *IEEE, OCEANS*. 2010. P. 1–8.
- Коротенко К. А., Сенчев А.В.* Исследование турбулентности в приливной прибрежной зоне // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 394–406.
- Stacey M.T., Monismith S.G., Burau J.R.* Observations of turbulence in a partially stratified estuary // *J. Phys. Oceanogr*. 1999. V. 29. № C5. P. 1950–1970.
- Rippeth T.P., Williams E., Simpson J.H.* Reynolds stress and turbulent energy production in a tidal channel // *J. Phys. Oceanogr*. 2002. V.32. № 6. P. 1242–1251.
- Korotenko K., Sentchev A., Schmitt F.G.* Effect of variable winds on current structure and Reynolds stresses in a tidal flow: analysis of experimental data in the eastern English Channel // *Ocean Science*. 2012. V. 8. P. 1025–1040.
- Korotenko K., Sentchev A., Schmitt F.G., Jouanneau N.* Variability of turbulent quantities in the tidal bottom boundary layer: Case study in the eastern English Channel // *Continental Shelf Res*. 2013. V. 58. P. 21–31.
- McCann G., Thomson M., Hitchcock S.* Implications of site-specific conditions on the prediction of loading and power performance of a tidal stream device // *Proc. 2nd International Conference on Ocean Energy*. Brest, 2008. France.
- Tully S., Viola I.M.* Reducing the wave induced loading of tidal turbine blades through the use of a flexible blade // *Proc. Int. Symp. Transport Phenomena and Dynamics of Rotating Machinery*. Honolulu, 2016.
- RD Instruments.* Application note FSA-003. Broad-band ADCP water profiling modes // *RDI 2000*. 6 P.
- Sentchev A., Yaremchuk M.* VHF radar observations of surface currents off the northern Opal coast in the eastern English Channel // *Continental Shelf Res*. 2007. V. 27. P. 2449–2464.
- Sentchev A.V., Korotenko K.A.* Stratification and tidal current effects on larval transport in the eastern English Channel: Observations and 3D modeling // *J. Environ. Fluid Mech*. 2004. V. 3. P. 305–331.
- Togneri M., Masters I.* Micrositing variability and mean flow scaling for marine turbulence in Ramsey Sound // *Ocean Eng. Mar. Energy*. 2016. V. 2. P. 35–46.
- Klopman G.* 1994 Vertical structure of flow due to waves and currents. *Prog. Rep. Delft Hydraul.* 1994. H. 840. V. 32. Part 2. 129 P.
- Grant W., Madsen O.* Combined wave and current interaction with a rough bottom // *J. Geophys. Res*. 1979. V. 84. P. 1797–1808.
- Longuet-Higgins M., Stewart R.* Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications // *Deep-Sea Res*. 1964. V. 11. 529–62.
- Trowbridge J.H.* On a technique for measurement of turbulent shear stress in the presence of surface waves // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1998. V. 15. № 6. P. 290–298.
- Rosman J.H., Hench J.L., Koseff J.R., Monismith S.G.* Extracting Reynolds stresses from acoustic Doppler current profiler measurements in wave dominated environments // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2008. V. 25. P. 286–306.
- Whipple A.C., Luettich R.A., Harvey E.S.* Measurements of Reynolds stress in a wind-driven lagoonal estuary // *Ocean Dynamics*. 2006. V. 56. № 2. С. 169–185.
- Lohrmann A., Hackett B., Roed L.P.* High resolution measurements of turbulence, velocity and stress using a pulse-to-pulse coherent sonar // *J. Atmos Oceanic Technol.* 1990. V. 16. № 1. P. 1568–1579.

Estimates of the Turbulence Intensity and Power Density of an Asymmetrical Tidal Flow under Variability of Wind Forcing

K. A. Korotenko¹, A. V. Sentchev²

¹*Shirshov Institute of Oceanology,
36 Nahimovsky pr., 117997 Moscow, Russia
email: info@ocean.ru*

²*Université du Littoral - Côte d'Opale, UMR 8187-LOG
32 Avenue Foch, 62930 Wimereux, France
email: alexei.sentchev@univ-littoral.fr*

Received: 07.05.2018

Accepted: 28.11.2018

A high-frequency (1.2 MHz) four-beam Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) moored on the seabed has been used for direct measurements of turbulence in a shallow coastal zone of the eastern English Channel. From the measurements conducted, 5 tidal cycles covering calm and storm periods were selected. Impacts of the tidal cycle asymmetry and the variability of wind forcing on the turbulence intensity, Reynolds stresses, and the power density of the flow are assessed quantitatively. A comparison of the energy characteristics of the tidal flow during calm and storm periods revealed that the power density of the stream during the storm was about half of that during the calm period. Wave bias correction of Reynolds stresses allows estimating a contribution of small-scale turbulence to its total intensity.

Keywords: direct turbulence measurements, tidal asymmetry, turbulent intensity, Reynolds stresses, tidal power density.