

Глава 7. НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЗМОВ И ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ ВЗВЕШИВАНИЯ НАНОСОВ НЕРЕГУЛЯРНЫМИ ВОЛНАМИ

Прогресс в изучении прибрежных процессов, в первую очередь, определяется успехами их исследований в натуральных условиях во время штормов. Использование моделей для прогноза прибрежных процессов, в настоящее время ограничено отсутствием точного описания физических механизмов генерации макромасштабной турбулентности, взвешивания и транспорта наносов и количественных связей между флуктуациями концентрации и параметрами турбулентности на различных временных масштабах для натуральных условий. Ниже обсуждаются основные механизмы генерации турбулентности в волновом потоке и результаты исследований амплитудных и фазовых соотношений между параметрами нерегулярных волн, придонных скоростей воды, макромасштабной турбулентности и концентрации взвешенных наносов, полученных во время натуральных экспериментов “Новомихайловка-93” (Черное море), “Нордерней-94” (Северное море), “Эбродельта-96” (Средиземное море) и “Новосибирск-98” (Обское водохранилище) для широкого диапазона условий от слабого до сильного взаимодействия нерегулярных волн с размываемым дном.

7.1. Слабое взаимодействие волн с дном: слабдеформированные, неразрушенные волны, рифельное дно

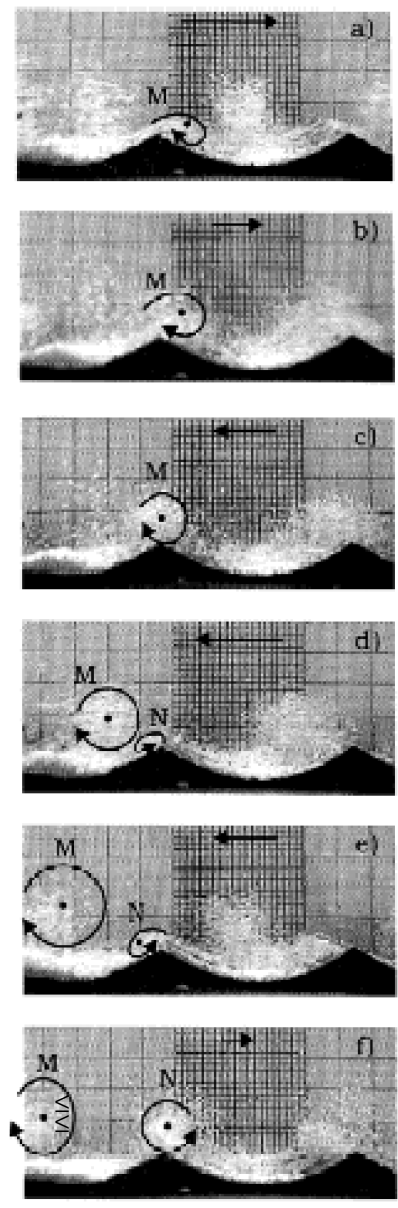
Основные сведения о турбулентной структуре волнового потока вблизи дна получены в основном в лабораторных экспериментах с монохроматическими волнами, так как размеры существующих датчиков скорости, пригодных для измерения в морских условиях, сравнимы с высотой донного пограничного слоя (Косьян, Пыхов, 1991).

При слабых режимах волнения, когда скорость воды у дна незначительно превышает ее критическое значение для начала движения частиц песка, на дне формируются двумерные рифели с прямолинейными и параллельными фронтами. Такой режим взаимодействия волнового потока с размываемым дном имеет место при значениях фактора подвижности донных осадков (F_m):

$$1 \leq F_m = \frac{\rho \cdot U_m^2}{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot \bar{d}} \leq 20, \quad (7.1)$$

где U_m – амплитуда волновой орбитальной скорости воды у дна, ρ_s и ρ – плотность частиц песка и воды, \bar{d} – средний размер донных частиц. В этом диапазоне значений фактора подвижности отношение высоты рифелей к их длине остается примерно постоянным и равным 0,15-0,20. При этом форма рифелей зависит от крупности донного песка: для мелкозернистого песка она близка к синусоидальной с несколько заостренными

ми гребнями и пологими ложбинами (Nielsen, 1979). Такое постоянство крутизны и формы рифелей определяется вихрями, формирующимися за счет неустойчивости при обтекании потоком воды их гребней. Возникающие вихри имеют приблизительно цилиндрическую форму с осью параллельной фронтам гребней рифелей. Наибольшей интенсивности они достигают в фазы торможения и ускорения потока, а их отрыв от дна и выброс в толщу воды происходит в моменты смены знака скорости воды у дна. Более наглядно процесс формирования вихрей над рифельным дном и их движения в различные фазы ($\omega \cdot t$) в течение периода волны иллюстрируется на рис. 7.1.



ωt : На этом рисунке максимум придонной скорости воды имеет место при $\omega \cdot t = 0$, а смена знака скорости при $\omega \cdot t = 90^\circ$ и 270° .

0° Визуальные оценки и инструментальные измерения показывают, что размер вихрей равен примерно высоте рифелей, а турбулентные движения воды происходят только в слое, равном 2-3 их высотам (Tunstall, Inman, 1975; Nielsen, 1979; 1991; Sleath, 1984; Fredsoe, Andersen, Sumer, 1999). На расстояниях от гребней рифелей более 3 их высот движение воды уже близко к безвихревому.

50° Формирование присоединенных вихрей за гребнями рифелей и их выброс от дна во время смены знака придонной скорости воды является основным механизмом взвешивания и распределения наносов в толще воды вблизи дна при слабых режимах волнения. В лабораторных опытах с монохроматическим волнением взвешивание донных осадков происходит дважды за период волны в моменты смены знака придонной скорости воды (см. рис. 7.1). В натурных условиях волнение всегда имеет нерегулярный характер и временные масштабы формирования вихрей и взвешивания песка могут отличаться от отмеченных выше для лабораторных условий.

110° Типичный пример временной изменчивости концентрации взвешенных наносов

150° **Рис. 7.1.** Фотографии, иллюстрирующие формирование и перемещение вихрей вблизи гребней двумерных рифелей в различные моменты времени в течение периода волны. (Fredsoe, Andersen, Sumer, 1999)

185°

280°

для случая слабдеформированных поверхностных волн и наличие на дне двумерных рифелей показан на рис. 7.2. Измерения были выполнены на Черном море на участке песчаного берега в районе пос. Новомихайловка. Концентрация взвеси регистрировалась на

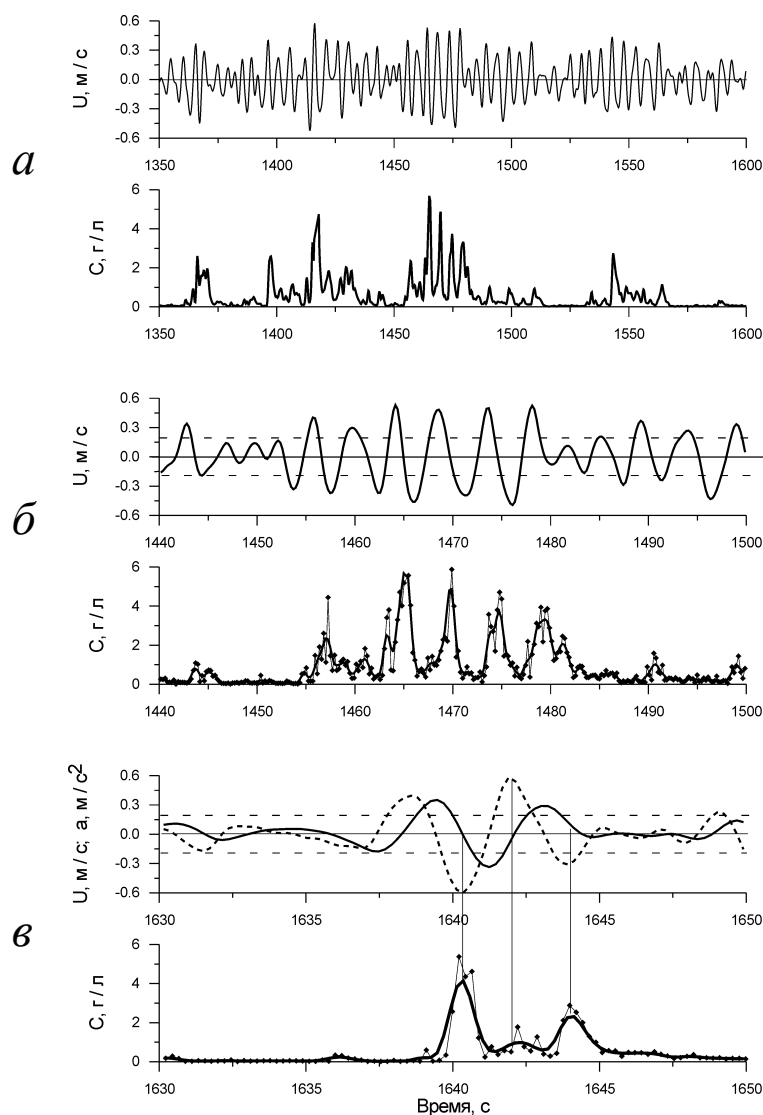


Рис. 7.2. Типичный пример временной изменчивости концентрации взвешенных наносов (C) и нормальной к берегу компоненты скорости воды (U), который наглядно иллюстрирует флуктуации концентрации: а) при прохождении нескольких групп высоких волн, б) индивидуальными волнами внутри широкой группы высоких волн, в) группой из двух волн. Сплошная линия с крестиками – концентрация, измеренная с дискретностью 0.055 с, сплошная, жирная линия – тоже самое без учета флуктуаций на частотах больше 0.8 Гц. Пунктирной горизонтальной линией показано среднее квадратичное значение нормальной к берегу компоненты скорости воды. На части рисунка в) сплошной линией показана нормальная к берегу компонента скорости воды, а пунктиром – ускорение.

горизонте 3 см от дна, а скорость воды на 25 см с частотой опроса 5 Гц. Глубина воды в месте измерений составляла 2,7 м. Дно было покрыто двумерными рифелями высотой 1,5 см и длиной 10 см.

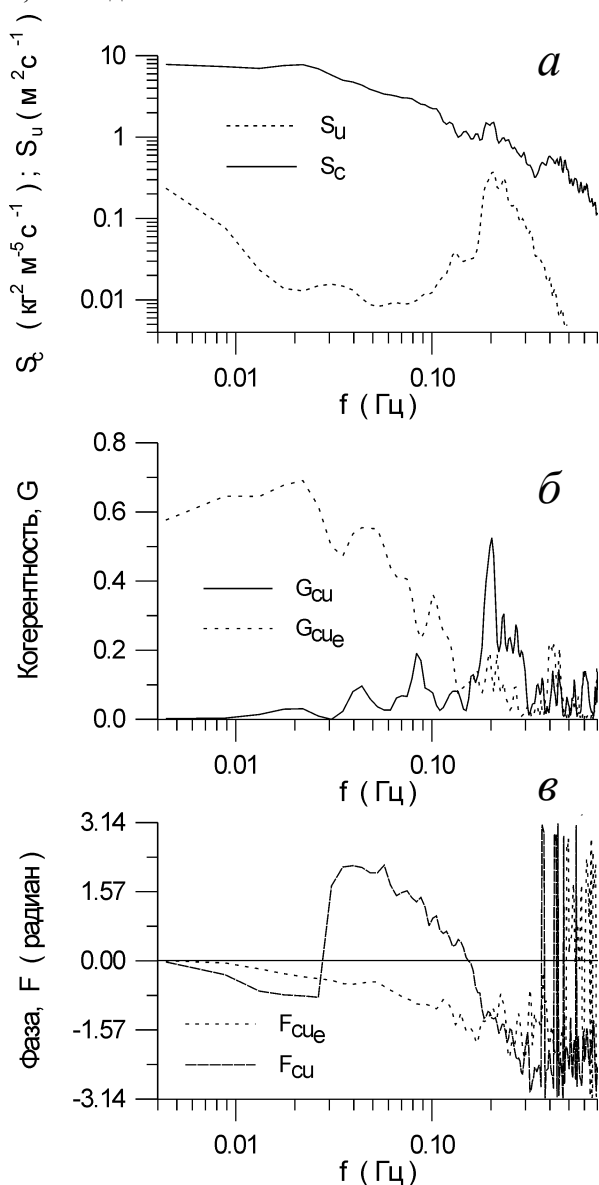


Рис. 7.3. Спектры взвешенных наносов (S_c) и нормальной к берегу компоненты скорости воды (S_u) – а); когерентность и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации и скоростью воды (G_{cu} , $\Delta \varphi_{cu}$) и между концентрацией и огибающей скорости воды (G_{cue} , $\Delta \varphi_{cue}$) – б), в), соответственно. Условия измерений - как на рис. 7.2.

Длительность пиков концентрации, частота их следования определяются периодичностью следования групп высоких волн и количеством волн в отдельных группах. Хорошо видно, что взвешивание наносов происходит лишь в тех случаях, когда амплитуда придонной скорости воды для индивидуальных волн в группе превышает значение 0,18-0,2 м/с, которое в рассматриваемом случае соответствовало критической скорости начала движения частиц песка (см. рис. 7.2 б, в). При величинах амплитуды придонной скорости воды меньших этого значения формирование присоединенных вихрей и взвешивание наносов не происходит. Взвешивание песка со дна происходит преимущественно в фазу торможения волнового потока в моменты смены знака придонной скорости воды, когда величина отрицательного ускорения максимальна. Во время фазы ускорения пики концентрации почти на порядок меньше по величине и возникают не для всех высоких волн в группе (см. рис. 7.2 б, в).

Результаты спектрального анализа представлены на рис. 7.3. Распределение спектральной плотности флуктуаций нормальной к берегу компоненты придонной скорости воды (S_u) характеризуются наличием статистически достоверного пика на частоте 0,2 Гц (см. рис. 7.3а). На низких частотах (менее 0,08 Гц) флуктуации скорости воды на

порядок меньше. Флуктуации концентрации взвешенных наносов характеризуются двумя локальными пиками спектральной плотности на частотах 0,2 и 0,4 Гц, поскольку взвешивание наносов происходит дважды за период волны.

Флуктуации концентрации взвеси когерентны флуктуациям скорости воды только в области пика спектра волн (0,2 Гц), где значения квадрата когерентности достигают значений 0,5 (см. рис. 7.3 б). Низкие значения когерентности на частоте 0,4 Гц ($G_{cu} < 0,15$) объясняются отсутствием флуктуаций придонной скорости воды на этой частоте.

Высокие значения когерентности ($G_{cu} = 0,3 - 0,7$) между флуктуациями концентрации и огибающей нормальной к берегу компоненты скорости воды на частотах менее 0,08 Гц отражают влияние групп высоких волн на временные масштабы флуктуаций концентрации взвешенных наносов на этих частотах.

Сдвиг по фазе между концентрацией и нормальной к берегу компонентой скорости воды в области частоты пика спектральной плотности, равный примерно -2 , показывает, что взвешивание песка происходит преимущественно в фазу торможения потока в моменты смены знака скорости воды, поскольку волны были слабodeформированными.

Фазовый сдвиг между концентрацией взвеси и огибающей скорости воды на низких частотах ($< 0,08$ Гц) изменяется от -4 до 0 с уменьшением частоты (см. рис. 7.3 в). Результаты спектрального анализа статистически подтверждают основные закономерности взвешивания песчаных наносов, полученные при визуальном анализе записей, представленных на рис. 7.2.

Статистически значимые значения когерентности на временных масштабах групп волн позволяют предполагать возможность аппроксимации временной изменчивости концентрации взвешенных наносов от скорости воды в виде:

$$C(t) \sim S_r(t) = \frac{U^2(t) - U_{cr}^2}{U_{cr}^2}, \quad (7.2)$$

где $U(t)$ измеренный ряд нормальной к берегу компоненты скорости воды, $U_{cr} \approx 0,18$ см/с – критическое значение скорости для начала движения песчаных частиц с медианным диаметром 0,21 мм, который характерен для условий эксперимента. Для рассматриваемого случая слабого воздействия волн на дно критическое значение скорости было примерно равным ее среднеквадратичному значению за запись длительностью около одного часа. На рис. 7.4 показана взаимная корреляционная функция между рассчитанными флуктуациями параметра $S_r(t)$ и измеренным рядом концентрации для различных диапазонов частот в зависимости от временного сдвига (сплошная линия – частотный диапазон групп волн, $f < 0,08$ Гц; пунктирная линия – весь частотный диапазон $f < 0,8$ Гц). Наибольшие значения коэффициента корреляции 0,9 имеют место для временного сдвига 5 с в низкочастотном диапазоне и уменьшаются до 0,5 для всего диапазона частот, поскольку песок не взвешивается индивидуальными волнами, амплитуда скорости которых не превышает ее критического значения для начала движения.

Количественные оценки показали, что изменение концентрации взвеси вблизи дна с изменением скорости воды может быть аппроксимировано уравнением:

$$C(t) = \gamma_0 C_0 \alpha \frac{U^2(t - \Delta t) - U_{cr}^2}{U_{cr}^2}, \quad (7.3)$$

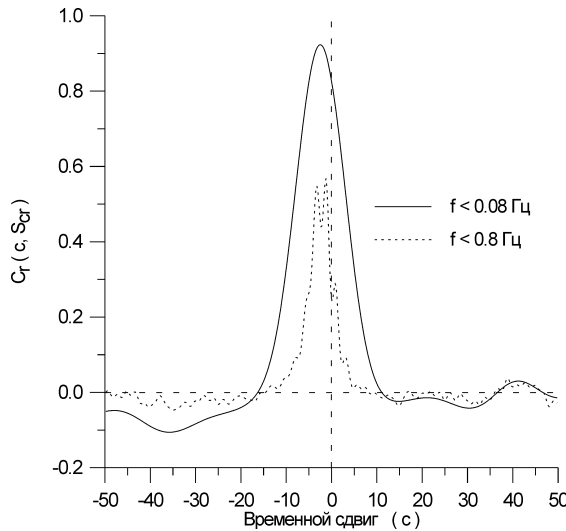


Рис. 7.4. Коэффициент взаимной корреляции между измеренным рядом концентрации $C(t)$ и параметром $S_r(t)$ для низкочастотного ($f < 0.08$ Гц) и всего диапазона частот ($f < 0.8$ Гц). Условия измерений - как на рис.7.2.

где $C_0 = 0,6$ – концентрация песка в неподвижном дне, $\gamma_0 = 810^{-4}$ – эмпирический коэффициент, определяемый по данным натурных измерений, Δt – временная задержка флуктуаций концентрации относительно флуктуаций скорости воды, равная $1/4 T_p$ (T_p – период, соответствующий частоте максимума спектральной плотности нормальной компоненты придонной скорости воды), α – коэффициент, определяющий различие в амплитуде пиков концентрации, формируемых в фазы торможения и ускорения волнового потока. Для фазы торможения $\alpha = 1$ и $\alpha = 0,2-0,3$ для фазы ускорения потока вблизи дна. Сравнение показало, что измеренные значения концентрации совпадают с рассчитанными по (7.3) с точностью до 30 %. Для отдельных, очень коротких участков записи, расхождения могут достигать 100-150%. Однако такая точность является вполне приемлемой для аппроксимации натурных данных.

С увеличением высоты и степени деформации поверхностных волн двумерные донные рифели становятся неустойчивыми и трансформируются в трехмерные. В этом случае распределение спектральной плотности, когерентности и фазового сдвига по всему диапазону частот качественно подобны случаю, когда дно покрыто двумерными рифелями. Но есть и существенные отличия. Данные измерений концентрации на горизонтах от 3 до 7 см ото дна показали, что в случае трехмерных рифелей, взвешивание песка со дна происходит только один раз за период волны в фазу торможения волнового потока. Это приводит к отсутствию второго локального пика в спектре концентрации на удвоенной частоте максимума спектра поверхностных волн.

Сдвиг по фазе и значение когерентности между флуктуациями концентрации взвешенных наносов и скоростью воды уменьшается по сравнению со случаем двумерных рифелей и равны $-\pi/3$ и $0,3-0,45$, соответственно.

Поскольку в случае трехмерных рифелей на дне волны были более деформированы по сравнению с режимом для двумерных рифелей, то амплитуда скорости воды под гребнями волн была больше, чем под их трогами. По аналогии с данными для неустойчивых искусственных рифелей (Tunstall, Inman, 1975) разумно предполагать, что формирование присоединенных вихрей и их выброс со дна будет начинаться раньше по сравнению со

случае двумерных равновесных рифелей, что и объясняет наблюдаемое уменьшение сдвига по фазе.

Коэффициент корреляции между измеренными флуктуациями концентрации и рассчитанными флуктуациями параметра S_c для разного диапазона частот для случая трехмерных рифелей показан на рис. 7.5.

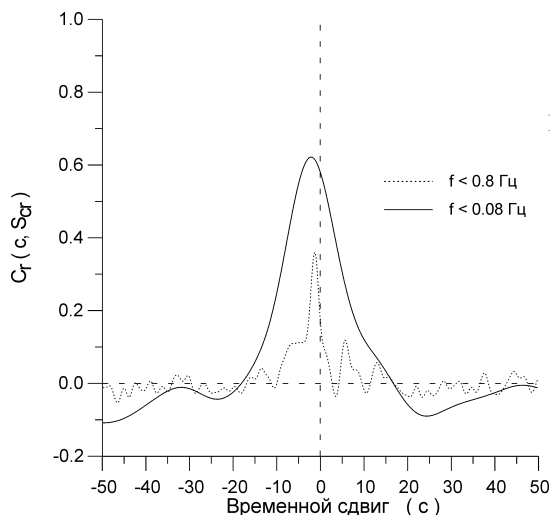


Рис. 7.5. Коэффициент взаимной корреляции между измеренным рядом концентрации и параметром $S_c(t)$ для низкочастотного ($f < 0.08$ Гц) и всего диапазона частот ($f < 0.8$ Гц). Эксперимент “Новомихайловка-93” (Черное море). Условия измерений: высота значительных волн – 0.79 м, период пика спектра – 7.0 с, глубина – 2.7 м. На дне – трехмерные рифели высотой 0.4 см и длиной 6.7 см. Концентрация взвеси регистрировалась на горизонте 7 см, а скорость воды – на 25 см от дна.

По сравнению со случаем двумерных рифелей максимальное значение корреляции, и значение временного сдвига уменьшается как для низкочастотного диапазона, так и для всего диапазона частот. Статистически значимые значения взаимной корреляции, приведенные выше, позволяют использовать выражение (7.3) для прогноза временной изменчивости концентрации взвешенных наносов по измеренному или аналитически заданному ряду придонной скорости воды. В этом случае значение будет равно 1 в фазу торможения и 0 – в фазу ускорения потока. Оценки показали, что рассчитанные значения концентрации согласуются с измеренными с точностью 60-100%, а максимальные расхождения могут составлять 300-400 %.

7.2. Сильное взаимодействие волн с дном: сильнодеформированные, неразрушенные волны, плоское дно

Если при слабом взаимодействии волн с дном формирование вихрей определялось неустойчивостью потока при обтекании гребней рифелей, то при более интенсивных движениях воды у дна происходит стирание донных микроформ и основным механизмом генерации турбулентности является гидродинамическая неустойчивость движения воды в донном пограничном слое, когда малые возмущения в потоке приводят взрывному характеру генерации турбулентности (Cantwell, 1981; Foster, Holman, Beach, 1994). Необходимым условием развития неустойчивости потока в погранслое является наличие точки перегиба на вертикальном профиле скорости воды.

Лабораторные исследования турбулентности донного пограничного слоя над плоским шероховатым дном (Hino et al., 1983; Sleath, 1987; Cox, Kobayashi, 1999; Nihei et al., 2000) показали, что резкое увеличение турбулентной энергии и напряжения донного трения

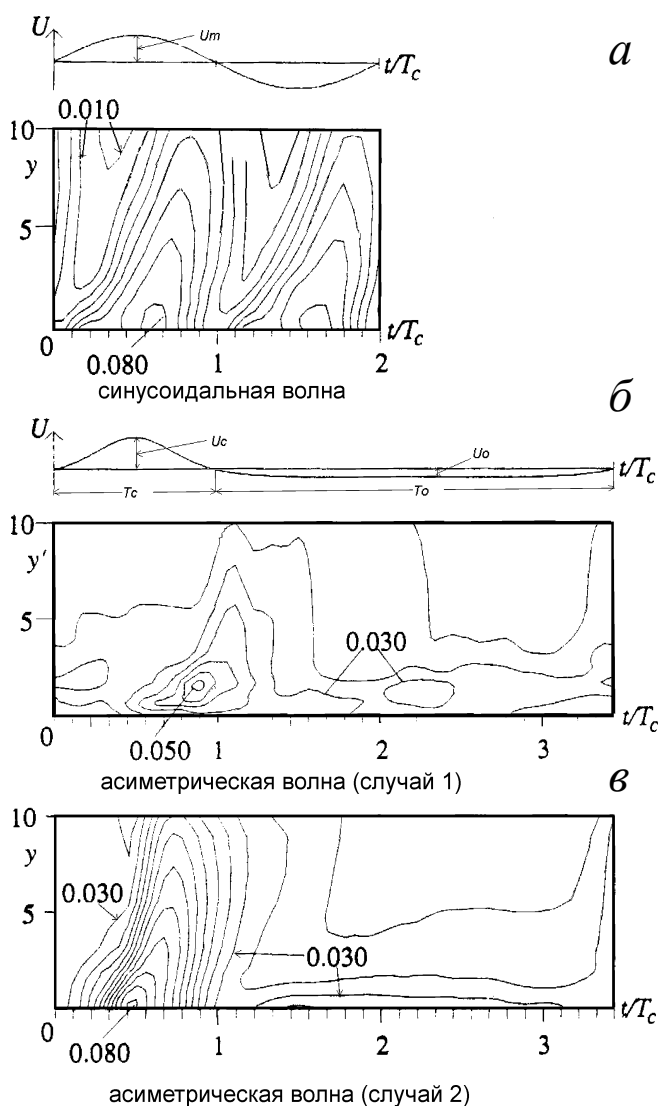
имеют место преимущественно в фазу торможения волнового потока и их затухание к моменту смены знака скорости на верхней границе пограничного слоя (рис. 7.6).

Пример временной изменчивости флуктуаций скорости, донного напряжения трения и турбулентной кинетической энергии (ТКЕ) на горизонте 0,3 см от дна внутри пограничного слоя для монохроматических волн в начальной стадии их разрушения рассыпанием гребня показан на рис. 7.7. Хорошо видно, что всплески турбулентных флуктуаций скорости воды, донного напряжения трения и ТКЕ возникают в фазу торможения потока, сразу же после прохождения гребней волн, и затем исчезают после смены знака скорости воды. При этом значения турбулентных характеристик изменяются от волны к волне, несмотря на то, что максимальные значения скорости одинаковы. Вероятнее всего это является следствием прохождения через точку измерений трехмерных турбулентных вихрей.

Визуальные наблюдения с помощью специальной техники показали присутствие в эти моменты времени в потоке подковообразных вихрей вытянутых вверх от дна (Hino et al., 1983).

Такой режим взаимодействия волнового потока с песчаным дном в натуральных условиях имеет место в зоне мористее точки разрушения волн, где донные рифели стираются вследствие больших придонных скоростей воды и дно становится приблизительно плоским. В этом случае параметр Шиль-

Рис. 7.6. Изменение турбулентной кинетической энергии (ТКЕ) в течение периода волны. а) синусоидальная волна ($U_m = 1.7$ м/с, $T_c = 1.8$ с; изолинии ТКЕ нормированы на $(U_m)^2$ проведены через 0.01); б) асимметричная волна, случай 1 ($U_c = 0.8$ м/с, $U_o = 0.2$ м/с, $T_c = 1.8$ с, $T_o = 4.45$ с); в) асимметричная волна, случай 2 ($U_c = 1.7$ м/с, $U_o = 0.43$ м/с, $T_c = 1.8$ с, $T_o = 4.45$ с). Для б) и в) изолинии ТКЕ нормированы на $(U_c)^2$ проведены через 0.005. (модифицирован из работы Nihei et al., 2000).



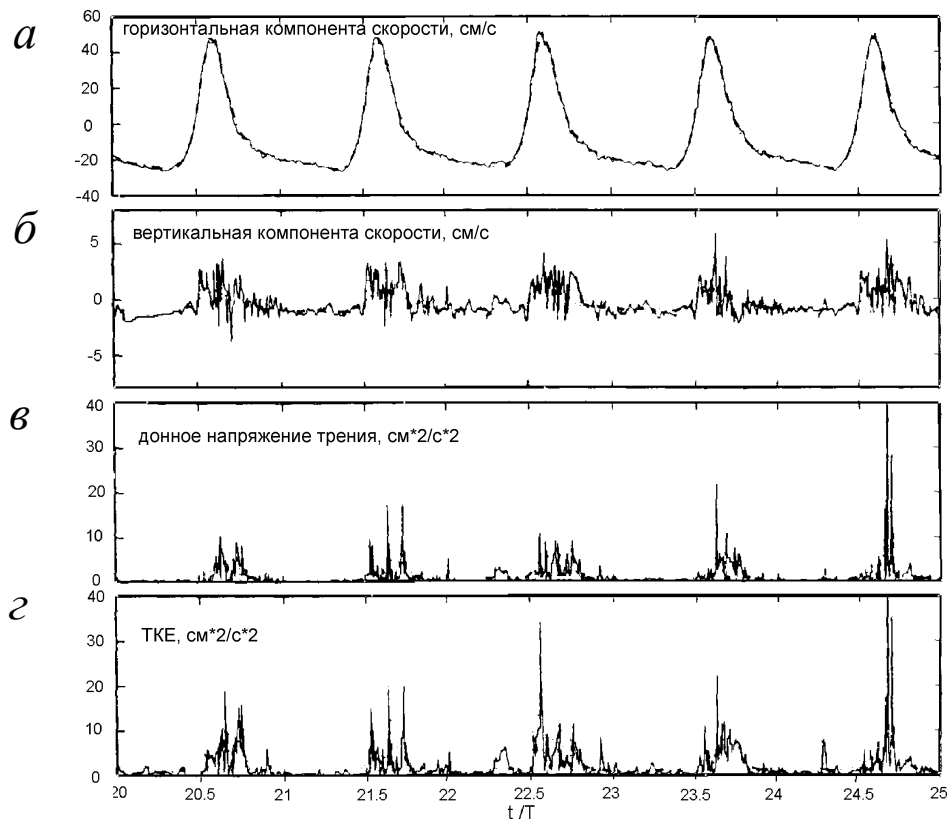


Рис. 7.7. Пример временной изменчивости горизонтальной (а), вертикальной (б) компонент скорости воды; абсолютных значений донного напряжения трения (в) и турбулентной кинетической энергии (г) в донном пограничном слое на горизонте 0.3 см от дна для начального момента обрушения волны рассыпанием гребня. T – период волн, t – текущее время (модифицирован из работы Cox, Kobayashi, 1999).

дса, характеризующий режим движения наносов близок к единице. Типичный пример временной изменчивости концентрации взвешенных наносов и нормальной к берегу компоненты придонной скорости воды для такого режима приведен на рис. 7.8 и 7.9. Регистрация концентрации взвеси проводилась на горизонте 7 см, а скорости воды на 25 см от дна. Оценки по методике А. Канеко (Kaneko, 1981) показали, что во время этой записи на дне находились трехмерные рифели в стадии их стирания (крутизна рифелей не более 0,02).

Визуальный анализ записи длительностью около 2 часов показал, что взвешивание осадков проявляется в виде резких пиков концентрации после прохождения гребней волн, амплитуда скорости под которыми превышает значение 0,5 м/с. На участках записи, для которых максимальное значение нормальной к берегу компоненты скорости под гребнями волн составляло около 1 м/с, пики концентрации приурочены к середине фазы торможения волнового потока (см. рис. 7.8). Для фрагментов записи с максимальными скоростями воды под гребнем не превышающим 0,5-0,8 м/с, взвешивание осадков приурочено к моментам смены знака придонной скорости воды во время фазы торможения потока (см. рис. 7.9).

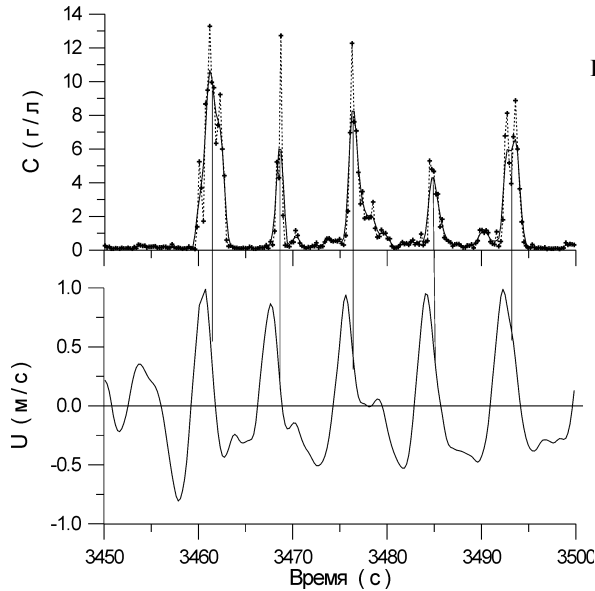


Рис. 7.8. Фрагмент временной изменчивости концентрации взвешенных наносов (C , пунктир – измерения с дискретностью 0.055с , сплошная линия – тоже без турбулентных пульсаций с частотами более 1 Гц) и нормальной к берегу компоненты скорости воды (U). Эксперимент “Новомихайловка-93” (Черное море). Условия измерений: высота значительных волн – 0.85 м , период пика спектра – 8.3 с , глубина – 2.7 м . На дне были трехмерные рифели с крутизной менее 0.03 в стадии стирания. Концентрация взвеси регистрировалась на горизонте 7 см , а скорость воды – на 25 см от дна.

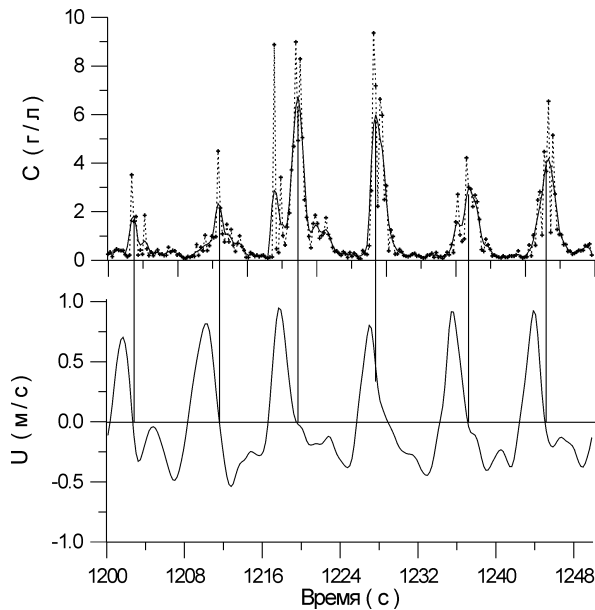


Рис. 7.9. Как на рис. 7.8, но с меньшей амплитудой скорости.

соединенных вихрей, поскольку дно практически плоское. Качественно они согласуются с временными масштабами генерации турбулентной энергии вследствие гидродинамической неустойчивости донного пограничного слоя (Foster et al, 1994) и результатами лабораторных измерений турбулентности в нем (Hino et al, 1983; Conley, Inman, 1992). Согласно цитированным работам генерация турбулентной кинетической энергии происхо-

Результаты спектрального и взаимно-спектрального анализа рассматриваемой временной серии представлены на рис.7.10. Спектры концентрации взвешенных наносов и нормальной к берегу компоненты скорости воды характеризуются двумя локальными пиками на частотах $0,12$ и $0,25\text{ Гц}$ (рис. 7.10 а). На этих частотах наблюдаются статистически значимые величины когерентности между флуктуациями концентрации взвеси и придонной скорости воды (см. рис. 7.10 б). На основной частоте пика спектра волн ($0,12\text{ Гц}$) сдвиг по фазе между этими параметрами составляет около $-\pi/4$ (см. рис. 7.10в).

Наблюдаемые временные масштабы взвешивания наносов не могут формироваться за счет при-

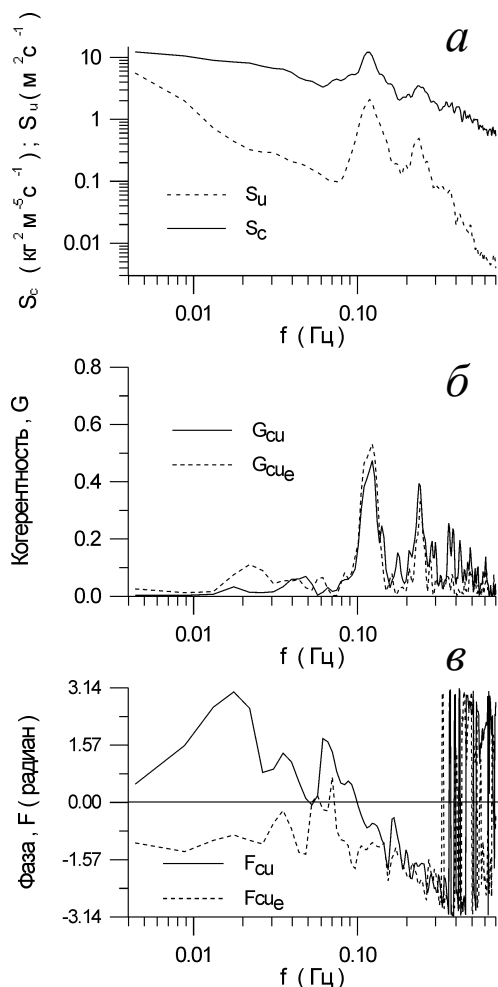


Рис. 7.10. Спектры взвешенных наносов (S_c) и нормальной к берегу компоненты скорости воды (S_u) – а); когерентность и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации и скоростью воды (G_{cu} , $\Delta \varphi_{cu}$) и между концентрацией и огибающей скорости воды (G_{cue} , $\Delta \varphi_{cue}$) – б), в), соответственно. Условия измерений как на рис. 7.8.

дения волн с примерно одинаковыми амплитудами скорости воды под их гребнями. Это наглядно можно видеть на записях, приведенных на рис. 7.8 и 7.9. Это явление добавляет случайный шум в флуктуации концентрации и уменьшает когерентность как на частотах гравитационных волн так и на более низких частотах.

Другим возможным объяснением низких значений когерентности между флуктуациями концентрации и огибающей нормальной к берегу компонентой скорости воды может быть наличие более выраженных по сравнению со случаем рифельного дна инфраграви-

дит примерно в середине фазы торможения потока и уменьшается резко сразу же после смены знака скорости воды. Поскольку скорость воды в донном пограничном слое опережает по фазе течение выше него, то это приводит к формированию точки перегиба на профиле скорости вблизи дна в моменты торможения потока и смены знака придонной скорости воды. Наличие точки перегиба на вертикальном профиле скорости в донном пограничном слое приводит к его неустойчивости и взрывному процессу генерации турбулентности, ответственной за взвешивание наносов со дна.

Взаимный корреляционный анализ измеренного ряда концентрации и рассчитанных флуктуаций параметра S_r показал, что максимальное значение коэффициента корреляции (0,35) наблюдается для временного сдвига между ними в $-2c$.

В низкочастотном диапазоне ($f < 0,08$ Гц) флуктуации концентрации взвешенных наносов некогерентны как флуктуациям придонной скорости воды, так и ее огибающей. Возможны два объяснения отсутствия когерентности между рассматриваемыми параметрами в низкочастотной части спектра. Небольшие значения когерентности между флуктуациями концентрации, нормальной к берегу компонентой придонной скорости воды и ее огибающей возможно объясняются тем, что трехмерные турбулентные вихри с захваченными ими взвешенными наносами могут проходить либо центральной или периферийной частями через точку измерений. В результате максимальное значение в пиках концентрации может различаться при прохождении

тационных волн (высоты инфрагравитационных волн достигают половины высот гравитационных волн в этом случае). На рис. 7.11 представлен фрагмент записи, на котором показаны флуктуации скорости воды в гравитационном (U_g) и инфрагравитационном (U_i) диапазонах частот спектра волн зыби с периодом $T_p = 8,5$ с и высотой значительных волн $H_S = 0,85$ м. На записях хорошо прослеживается групповая структура волн и флуктуации скорости на инфрагравитационных частотах. Визуальное сравнение флуктуаций концентрации взвеси и скорости, представленных на рис. 7.11, не показывает заметной корреляции между ними на низких частотах. Видимая связь между флуктуациями концентрации и групповой структурой так же отсутствует. Вероятно, что связь между ними нелинейная и поэтому не заметна визуально.

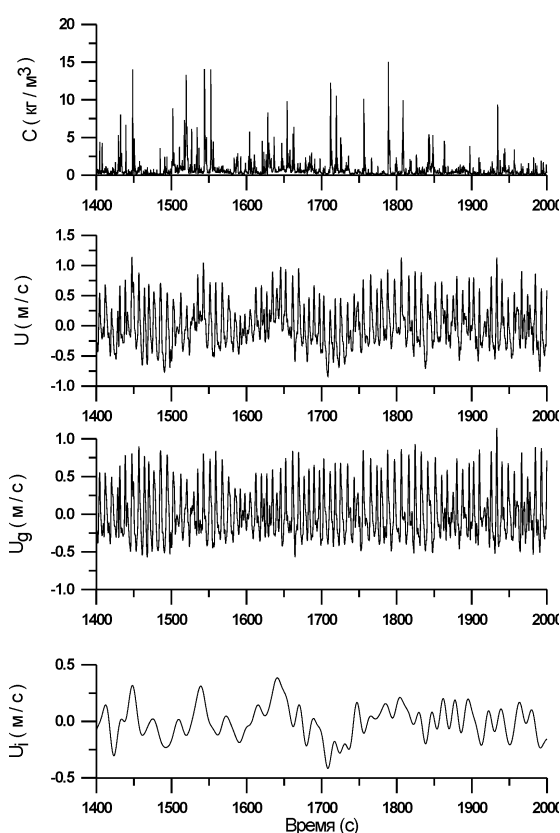


Рис. 7.11. Фрагмент записи концентрации взвешенных наносов (C), нормальной к берегу компоненты скорости воды (U), ее гравитационной (u_g) и инфрагравитационной (u_i) составляющих, иллюстрирующий их влияние на концентрацию взвешенных осадков.

монстрировать следующей простой моделью. Можно предполагать, что зависимость концентрации от придонной скорости воды подобно формуле (7.2) является квадратичной: $C = AU^2$ ($A = \text{const}$). Временной ряд скорости воды можно представить в следующем простом виде: $U(t) = \cos(\omega_i t) + \cos(\omega_{g1} t) + \cos(\omega_{g2} t)$, где индекс i соответствует инфраграви-

Для оценки простейшего случая нелинейной связи – квадратичной зависимости между двумя гармониками скорости воды и одной гармоникой концентрации были рассчитаны значения бикогерентности (G_{iuc}) для временных рядов, представленных на рис. 7.11 (рис. 7.12). Достаточно значимые величины функции бикогерентности, достигающие величин 0,35, существуют в двух частотных областях:

- в окрестности частот $f_1 = 0,1$ Гц и $f_2 = 0,015$ Гц, свидетельствуя о зависимости флуктуаций концентрации на частоте $f_3 = f_1 + f_2 = 0,085$ Гц как от гравитационных, так и инфрагравитационных волн;
- в окрестности частот $f_1 = 0,12$ Гц и $f_2 = 0,24$ Гц, свидетельствуя о квадратичной связи первой и второй кратных гармоник гравитационных волн с гармоникой концентрации $f_3 = f_1 + f_2 = 0,12$ Гц. Этот результат соответствует факту, что благодаря коротким, высоким гребням и длинным, мелким ложбинам волн значительные события взвешивания наблюдаются только один раз за период гравитационных волн.

На качественном уровне влияние квадратичных связей можно проде-

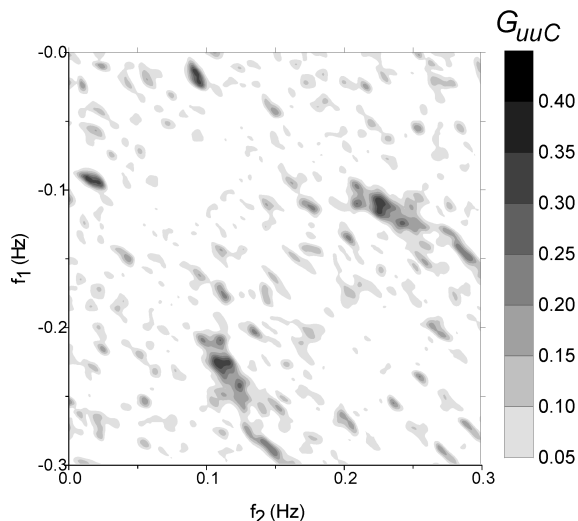


Рис. 7.12. Бикогерентность (G_{uuc}) между двумя гармониками скорости воды и концентрации взвеси.

ационных волн и поэтому когерентность между флуктуациями концентрации и инфрагравитационными волнами и огибающей гравитационных волн должна быть равна нулю. В природных условиях спектры инфрагравитационных волн и огибающей гравитационных волн являются широкими и в спектре концентрации появляется гораздо большее число разностных и суммарных гармоник, не имеющих аналогов в спектре волн, что приводит к очень низким значениям когерентности между этими параметрами и концентрацией взвешенных наносов.

7.3. Сильное взаимодействие волн с дном: разрушающиеся волны

Этот режим взаимодействия волн с размываемым дном имеет место в зоне разрушения волн. В этом случае турбулентность волнового потока генерируется как за счет неустойчивости потока в донном пограничном слое, так и за счет разрушения гребней волн вблизи поверхности воды (Nadaoka, Kondoh, 1989). Как показывают результаты лабораторных экспериментов с монохроматическими волнами (Cox, Kobayashi, 1999) непосредственно перед началом обрушения волн турбулентность генерируется преимущественно в донном пограничном слое.

После обрушения гребней волн в водной толще волнового потока преобладает турбулентность создаваемая макромасштабными вихрями, которые формируются вблизи поверхности воды и затем проникают ко дну. Интенсивность турбулентности, ее изменчивость во времени и характер вихрей зависят от типа разрушения волн. На рис. 7.13 показано изменение во времени турбулентных характеристик выше донного пограничного слоя для случая разрушения монохроматических волн рассыпанием их гребня (spilling). Видно, что значения флуктуаций скорости, донного напряжения трения и ТКЕ на порядок величины больше по сравнению с их значениями в пограничном слое, представленными на рис. 7.7.

Кроме этого флуктуации этих параметров носят нерегулярный характер и сильно различаются по величине от волны к волне. Характер изменчивости турбулентных характе-

тационным волнам, а g_1 и g_2 – гравитационным волнам. Гармоники g_1 и g_2 определяют групповую структуру результирующего волнения в виде: $u_g = \cos(\omega_{g1} t) + \cos(\omega_{g2} t) = \cos(\omega_e t) \cos(\omega_g t)$, где $\omega_e = (\omega_{g1} - \omega_{g2})/2$ – частота огибающей и $\omega_g = (\omega_{g1} + \omega_{g2})/2$ – основная частота гравитационных волн. В результате мы получим выражение для концентрации взвешенных наносов в виде: $C(t) = A\{1,5 + 0,5\cos(2\omega_e t) + 0,5\cos(2\omega_g t) + \cos\{(\omega_i + \omega_{g1})t\} + \cos\{(\omega_i - \omega_{g1})t\} + \cos\{(\omega_i + \omega_{g2})t\} + \cos\{(\omega_i - \omega_{g2})t\} + \cos\{(\omega_{g1} + \omega_{g2})t\} + \cos\{(\omega_{g1} - \omega_{g2})t\}\}$, состоящее из восьми гармоник. Среди этих гармоник нет частот ни гравитационных, ни инфрагравитаци-

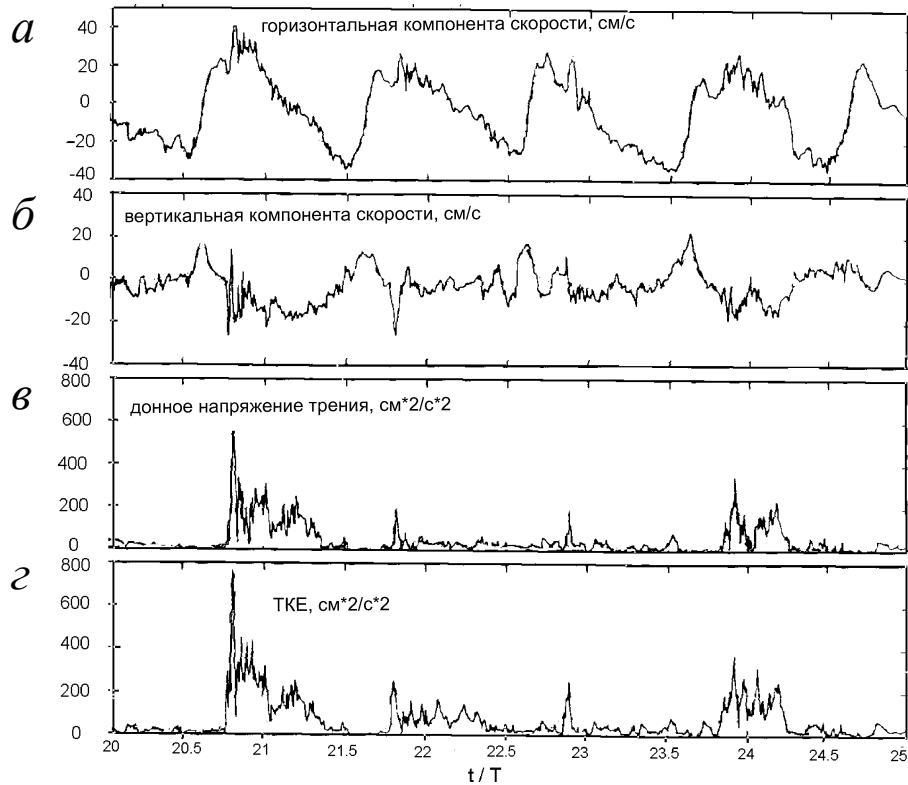


Рис. 7.13. Пример временной изменчивости горизонтальной (а), вертикальной (б) компонент скорости воды; абсолютных значений донного напряжения трения (в) и турбулентной кинетической энергии (г) выше донного пограничного слоя на горизонте 7.5 см от дна для зоны обрушения волн рассыпанием гребня. T – период волн, t – текущее время (модифицирован из работы Cox, Kobayashi, 1999).

ристик, осредненных по фазе в течение периода волны, на различных горизонтах в толще воды выше донного пограничного слоя для обрушения монохроматических волн рассыпанием гребня иллюстрируется на рис. 7.14.

Среднеквадратичные значения пульсаций горизонтальной и вертикальной компонент скорости воды характеризуются максимальными значениями в фазу торможения потока и убывают с небольшой временной задержкой от поверхности воды ко дну (см. рис. 7.14в,г). Турбулентная кинетическая энергия переносится преимущественно по ходу волны и от дна в фазу торможения потока и к дну после смены знака скорости воды у дна (см. рис. 7.14 д, е). Следует так же отметить также, что при разрушении волн рассыпанием гребня пульсации скорости воды не исчезают в течение всего периода волны.

Несколько иная картина изменения турбулентных характеристик в толще волнового потока наблюдается при разрушении монохроматических волн обрушением их гребня (plunging) (см. рис. 7.15). Резкое увеличение вертикальной скорости и ТКЕ (см. рис. 7.15 в, г) происходит в районе переднего фронта волны и их исчезновение после смены знака скорости воды. При этом типе разрушения волн преобладает перенос ТКЕ в сторону распространения волны и от дна к поверхности воды (см. рис. 7.15 д, е).

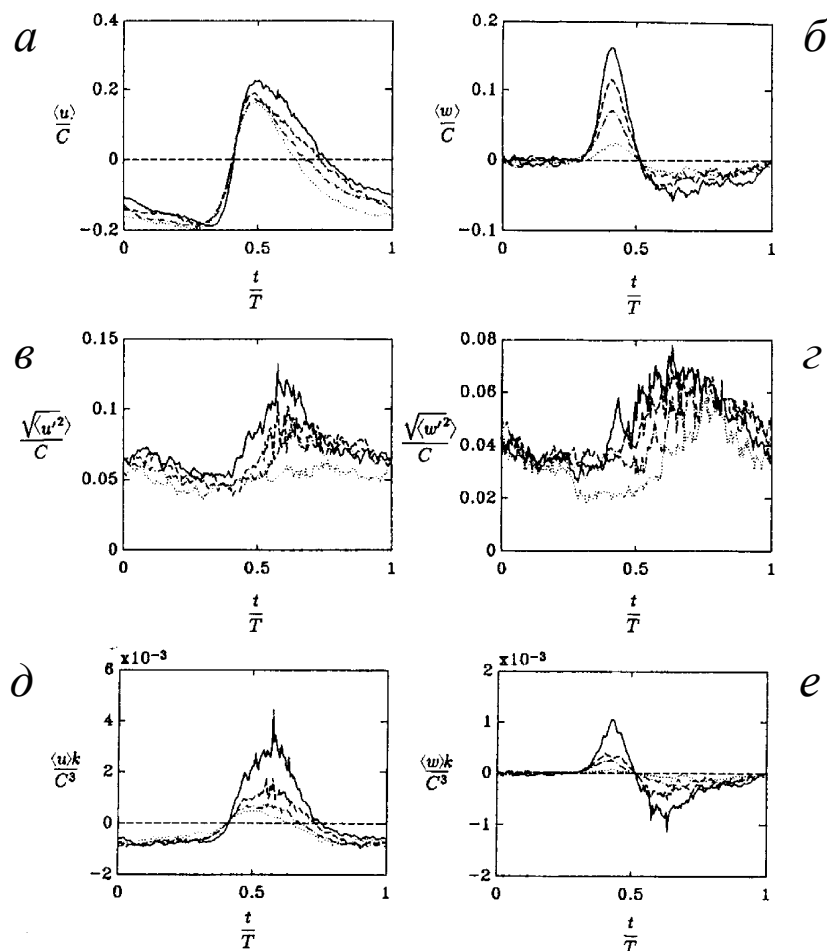


Рис. 7.14. Изменение в течение периода волны горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент скорости воды; среднеквадратичных флуктуаций турбулентных компонент горизонтальной (в) и вертикальной (г) скорости; переноса турбулентной кинетической энергии в горизонтальном (д) и вертикальном (е) направлениях. Обрушение волн рассыпанием гребня. $h/H_b = 0.809$; h – глубина воды, H_b – высота обрушающихся волн. Сплошная линия – горизонт 14.5 см от дна; пунктир – 11.6 см; пунктир с точкой – 8.6 см; точки – 5 см. Глубина воды составляла 16.1 см. (модифицирован из работы Ting, Kirby, 1996).

Представление о характере распределения осредненной за период волны ТКЕ по высоте водной толщи для разных типов разрушения монохроматических волн дают результаты, представленные на рис. 7.16 и 7.17. Различными знаками на этих рисунках представлены результаты измерений для разных значений отношения средней глубины воды в зоне разрушения волн к глубине воды в точке начала обрушения (h/h_b). Сравнение данных на этих рисунках показывает, что более быстрое уменьшение ТКЕ от поверхности воды ко дну происходит в случае разрушения волн рассыпанием их гребня, и что значения ТКЕ не очень сильно различаются для разных точек измерения внутри зоны разрушения волн.

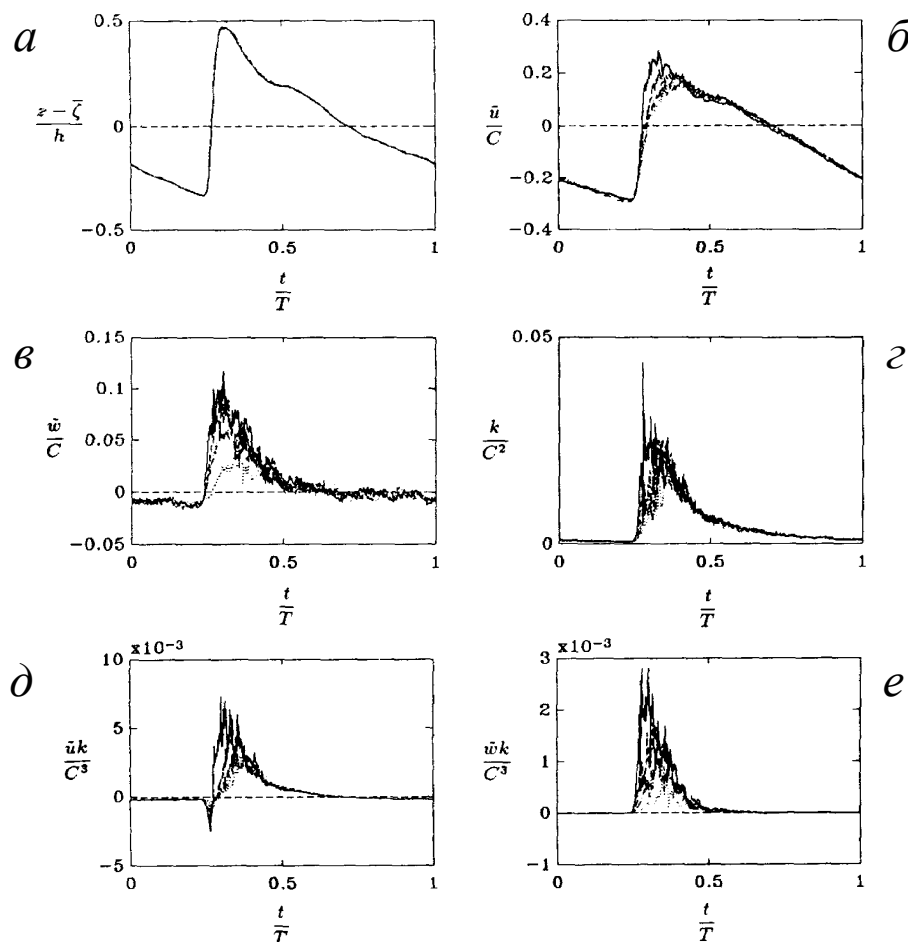


Рис. 7.15. Изменение в течение периода волны горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент скорости воды; среднеквадратичных флуктуаций турбулентных компонент горизонтальной (в) и вертикальной (г) скорости; переноса турбулентной кинетической энергии в горизонтальном (д) и вертикальном (е) направлениях. Обрушение волн рассыпанием гребня. $h/H_b = 0.584$; h – глубина воды, H_b – высота обрушающихся волн.

Сплошная линия – горизонт $\frac{z-\zeta}{h} = 0.46$; пунктир – $\frac{z-\zeta}{h} = 0.57$; пунктир с точкой – $\frac{z-\zeta}{h} = 0.68$; точки – $\frac{z-\zeta}{h} = 0.86$. Глубина воды составляла 9 см, $\zeta = 1.1$ см. (модифицирован из работы Ting, Kirby, 1995).

Представление о характере макромасштабных вихрей под обрушающимися волнами дают результаты наблюдений, приводимые в работе Д. Занга с соавторами (Zhang et al., 1994). Визуальные наблюдения турбулентной структуры волнового потока под обрушающимися монохроматическими волнами показали, что при обрушении волн обрушением их гребня преобладают макромасштабные вихри с горизонтальной осью, а при обрушении волн рассыпанием их гребня – вихри с наклонной вертикальной осью (рис. 7.18). При обоих типах разрушения волн также могут наблюдаться одновременно. Наблюдения показали, что во

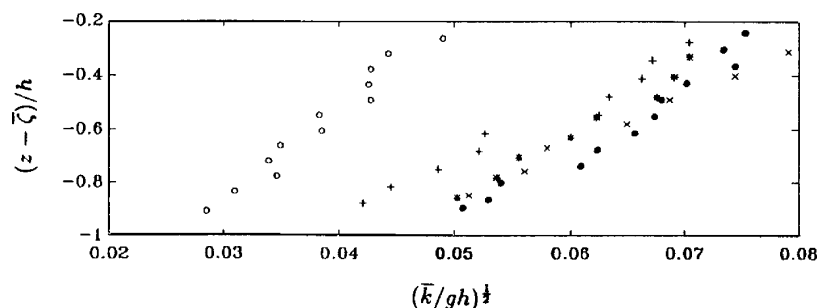


Рис. 7.16. Изменение турбулентной кинетической энергии с глубиной для случая разрушения волн рассыпанием их гребня. $h/H_b = 0.879$ (o), 0.809 (•), 0.744 (□), 0.668 (*), 0.563 (×). (Ting, Kirby, 1994).

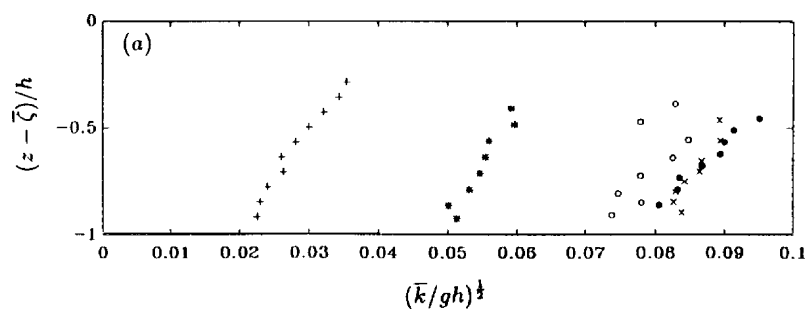


Рис. 7.17. Изменение турбулентной кинетической энергии с глубиной для случая разрушения волн обрушением их гребня. $h/H_b = 0.879$ (+), 0.809 (*), 0.744 (o), 0.668 (×), 0.563 (•). (Ting, Kirby, 1994).

внутренней части зоны разрушения волн, где отношение высоты волны к локальной глубине остается неизменным преобладают вихри с наклонной вертикальной осью.

Макромасштабные вихри являются основным механизмом взвешивания наносов в зоне разрушения волн, что иллюстрируется ниже результатами наших натурных экспериментов.

Пример взвешивания песка со дна при обрушении гребня волны показан на рис. 7.19. На этом рисунке представлен 10 секундный фрагмент синхронной записи концентрации взвешенных наносов (C), нормальной к берегу (U) и вертикальной, (W) компонент скорости на горизонте 10 см от дна. Прохождение вихря через точку измерений выражается в зигзагообразном профиле переднего фронта нормальной к берегу компоненты скорости (см. рис. 7.19 в) и кратковременной пульсации вертикальной скорости в интервале времени с 160,5 по 162,5 секунду (см. рис. 7.19 б). Такой характер изменения компонент скорости на столь малом интервале скорости соответствует прохождению через точку измерений вихря с горизонтальной осью, вращающегося против часовой стрелки. Формируемый пик концентрации приурочен к положительной пульсации вертикальной компоненты скорости и несколько отстает относительно ее максимума по фазе.

Типичный пример взвешивания песка для случаев, когда разрушение волн обрушением их гребня происходит в нескольких метрах мористее точки измерений, приведен на рис. 7.20. В интервале времени с 610 по 614 секунду хорошо видны турбулентные флуктуации компонент скорости воды.

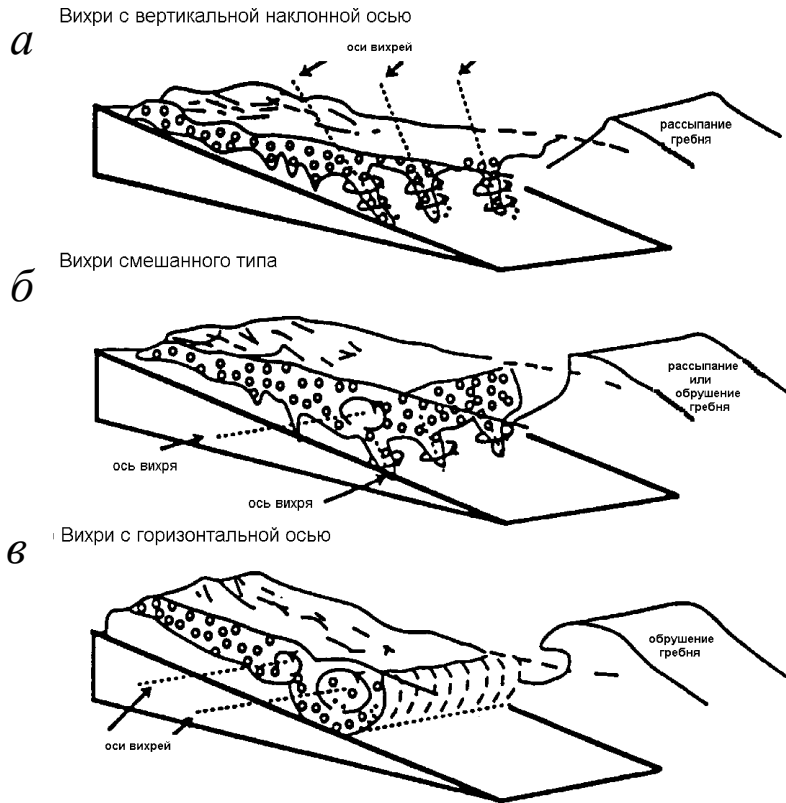


Рис. 7.18. Основные типы вихрей в зоне разрушения волн (модифицирован из работы Zhang et al., 1994).

К этому же интервалу времени приурочен и пик концентрации взвешенных наносов. Как и в предыдущем случае видно небольшое запаздывание пика концентрации относительно максимума вертикальной компоненты скорости. Данные, представленные на рис. 7.19 и 7.20, ясно свидетельствуют о важной роли вертикальной компоненты скорости во взвешивании осадков со дна в зоне обрушения волн. Более наглядно это положение иллюстрируется данными измерений на рис. 7.21. Пики концентрации (см. рис. 7.21 а) приурочены к моментам времени, когда турбулентные пульсации вертикальной скорости достигают наибольших значений, а передний фронт на хронограммах нормальной к берегу составляющей скорости воды имеет зигзагообразную форму (см. рис. 7.21 б).

Для оценки временной изменчивости вертикального потока взвешенных наносов вертикальная компонента скорости воды была разделена на волновую (частоты менее 0,8 Гц) и турбулентную (частоты более 0,8 Гц) составляющие с помощью метода численной фильтрации. Вертикальный поток взвеси определялся произведением концентрации на вертикальную компоненту скорости воды. Временная изменчивость вертикального потока взвешенных наносов за счет волновой и турбулентной компонент вертикальной скорости иллюстрируется на рис. 7.21 (д, г). Хорошо видно, что он возникает в моменты времени обрушения волн и близок к нулю в остальные моменты времени. Величина потока за счет волновой составляющей вертикальной скорости изменяется в диапазоне от 0,7 до 2,5 кг м⁻² с⁻¹ и в несколько раз больше потока за счет турбулентной составляющей. В обоих случаях поток взвешенных наносов имеет результирующее направление от дна в толщу воды.

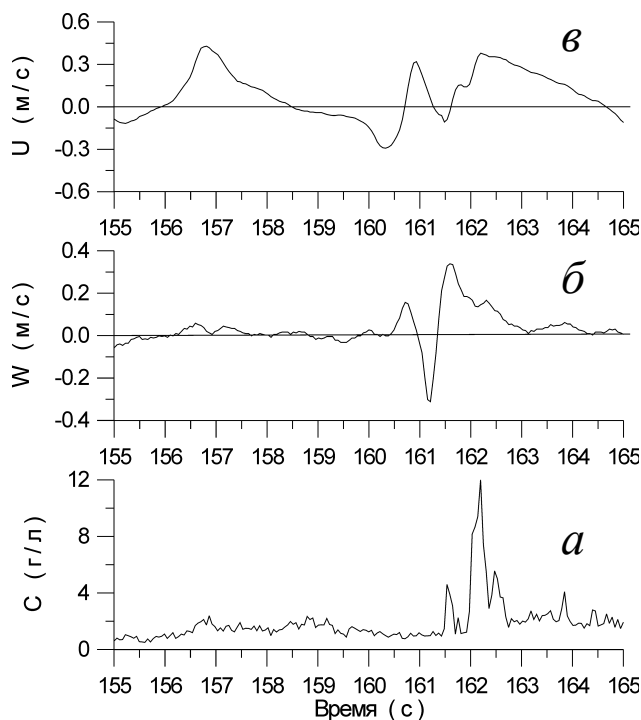
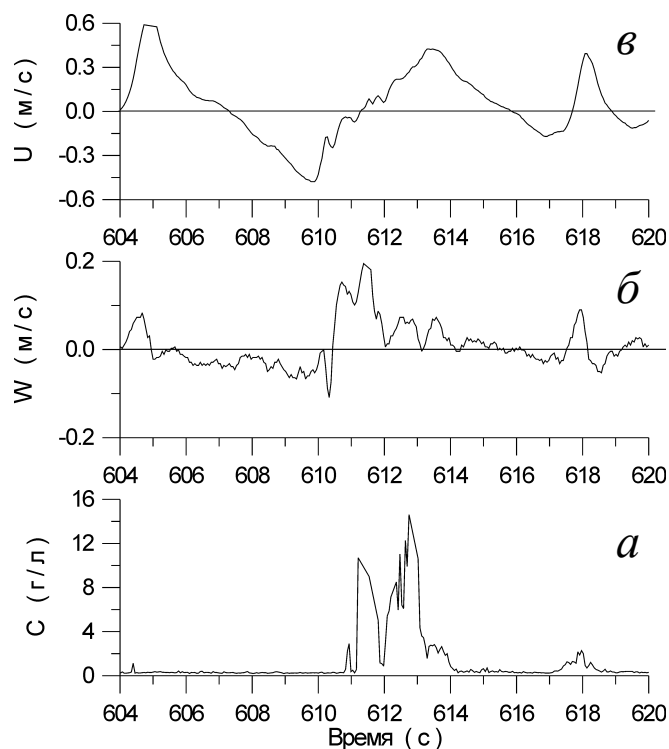


Рис. 7.19. 10 секундный фрагмент записи концентрации взвешенных наносов (а), вертикальной (б) и нормальной к берегу (в) компонент скорости воды на горизонте 10 см от дна при разрушении волны по типу обрушения гребня (plunging). Эксперимент “ЭброДельта-96” (Средиземное море).

Рис. 7.20. 16 секундный фрагмент записи концентрации взвешенных наносов (а), вертикальной (б) и нормальной к берегу (в) компонент скорости воды на горизонте 10 см от дна при разрушении волны по типу обрушения гребня (plunging) в нескольких метрах мористее точки измерений. Эксперимент “ЭброДельта-96” (Средиземное море).



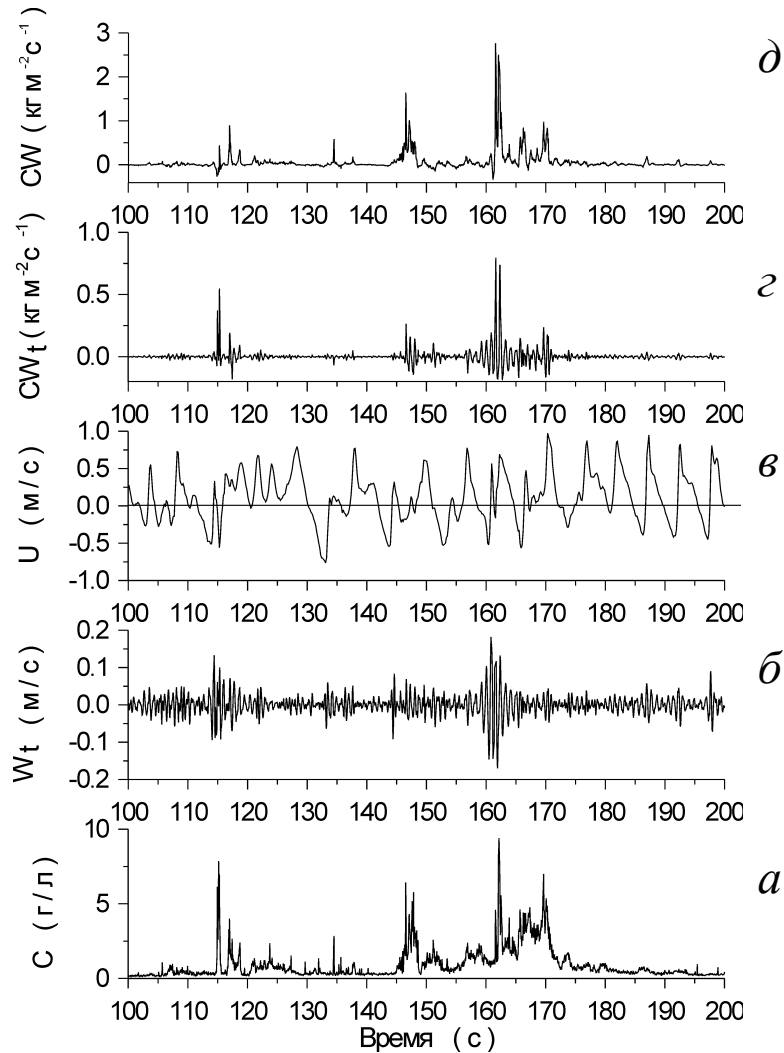


Рис. 7.21. Фрагмент временной серии концентрации взвешенных наносов (а), нормальной к берегу компоненты скорости воды (б), турбулентной составляющей вертикальной компоненты скорости воды (в), вертикальный поток взвеси за турбулентной (г) и волновой составляющих скорости воды (д). Положительные значения потоков – от дна в толщу воды. Эксперимент “ЭброДельта-96” (Средиземное море). Условия измерений: высота значительных волн – 0.4 м, период пика спектра – 10 с, глубина – 0.5 м. Дно гладкое. Концентрация взвеси и скорость воды регистрировались на горизонте 10 см от дна.

На рис. 7.22 показано распределение по частотам когерентности и сдвига по фазе между флуктуациями концентрации взвеси и волновой компонентой вертикальной скорости воды. Статистически значимые значения когерентности между этими параметрами имеют место на основной частоте пика спектра волн ($f = 0,1$ Гц), а также на более низких частотах. На этих частотах концентрация взвеси очень незначительно опережает по фазе флуктуации волновой составляющей вертикальной скорости.

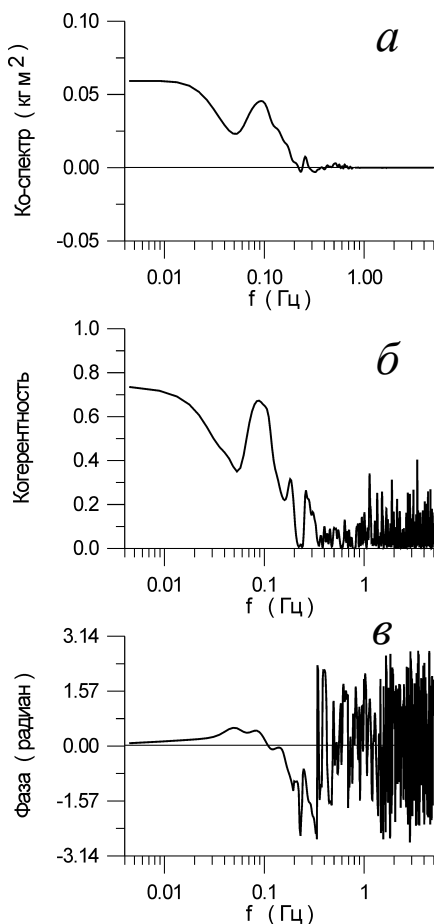


Рис. 7.22. Ко-спектр (а), когерентность (б), фазовый сдвиг (в) между концентрацией взвешенных наносов и вертикальной компонентой скорости воды. Условия измерений – как на рис. 7.21.

697 до 698 секунды для данных представленных на рис. 7.23. Точки с номерами 1-15 отражают значение рассматриваемых параметров через промежуток времени 0,055 секунды.

Видно, что в течение времени около 1 секунды вектор скорости делает один оборот против часовой стрелки. При этом наибольшие значения концентрации взвеси и турбулентной кинетической энергии (точки 6-8 и 12-13) соответствуют второму и четвертому квадрантам в системе координат (U', V') . Для этих квадрантов характерны положительные и высокие значения донного напряжения трения. Такая ситуация характерна для когерентных вихрей (Cantwell, 1981). Оценки записей по гипотезе замороженной турбулентности Тейлора показали, что диаметр вихрей в средней части зоны разрушения волн составляют от 0,3 до 1,5 м

Ко-спектр, представленный на рис. 7.22а, показывает, что поток взвешенных наносов направлен от дна практически во всем диапазоне частот нерегулярных волн. Представленные данные позволяют утверждать, что в зоне разрушения волн волновая компонента вертикальной скорости вносит основной вклад в поток взвеси от дна в толщу воды.

Во время наших натурных экспериментов разрушение волн рассыпанием гребня имело место во внутренней части зоны разрушения волн. Пример формирования пика концентрации взвешенного песка во внутренней части зоны разрушения волн макротурбулентными вихрями приведен на рис. 7.23.

Ярко выраженный пик концентрации с очень крутым передним фронтом приурочен к моменту времени 697-700 секунд, характеризующегося интенсивными турбулентными пульсациями скорости на вдольбереговой и нормальной к берегу компонентах скорости воды. Можно предполагать, что такие пульсации скорости вызваны прохождением вихрей с вертикальной осью через точку измерений. На этой диаграмме наши данные располагаются в области, для которой характерно присутствие не менее трех вихрей с вертикальной осью под обрушающимися волнами.

Другим подтверждением этого являются данные представленные на рис. 7.24. На этом рисунке показано изменение во времени концентрации взвеси, турбулентной кинетической энергии и мгновенного положения вектора турбулентной компоненты скорости воды в фазовом пространстве для интервала времени от

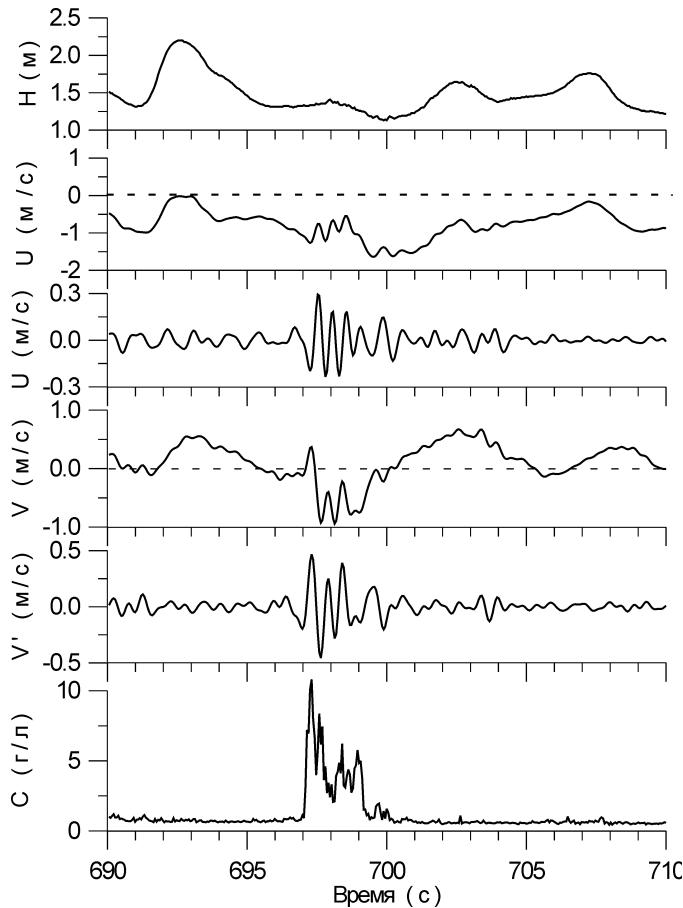


Рис. 7.23. Пример формирования пика концентрации взвешенного песка во внутренней части зоны разрушения волн. Эксперимент “Нордерней-94” (Северное море). Условия измерений: высота значительных волн – 1.07 м, период пика спектра – 8.7 с, глубина – 1.53 м. Дно гладкое. Концентрация взвеси регистрировалась на горизонте 10 см, а скорость воды – на горизонте 15 см от дна.

ронно. Широкие пики концентрации и турбулентной энергии следуют с периодичностью 100-150 с. Внутри широких пиков наблюдаются флуктуации этих параметров с периодичностью отдельных волн.

Спектры нормальной к берегу компоненты скорости, концентрации взвешенных наносов и когерентность между флуктуациями этих параметров, а также между флуктуациями концентрации и турбулентной энергией для рассматриваемого случая приведены на рис. 7.27.

Спектр нормальной к берегу компоненты скорости имеет четко выраженный локальный максимум на частоте 0,1 Гц. В отличие от него спектральная плотность концентрации взвеси монотонно увеличивается с уменьшением частоты. В диапазоне волновых и

Распределение концентрации взвешенных наносов для 30 минутной записи в системе координат (U' , V') показано на рис. 7.25. Наибольшие значения концентрации располагаются во втором и четвертом квадрантах, в зонах, где интенсивность турбулентных пульсаций горизонтальных компонент скорости воды в несколько раз превышает их среднеквадратичные значения.

Результаты натурных измерений, представленных на рис. 7.24 и 7.25, показывают, что интенсивное взвешивание песка в зоне разрушения волн определяется макротурбулентными вихрями и временные масштабы флуктуаций концентрации должны определяться временными масштабами флуктуаций турбулентной кинетической энергии и донного напряжения трения. Это наглядно иллюстрируется на рис. 7.26. Изменение во времени концентрации взвеси и турбулентной кинетической энергии происходят практически синхронно.

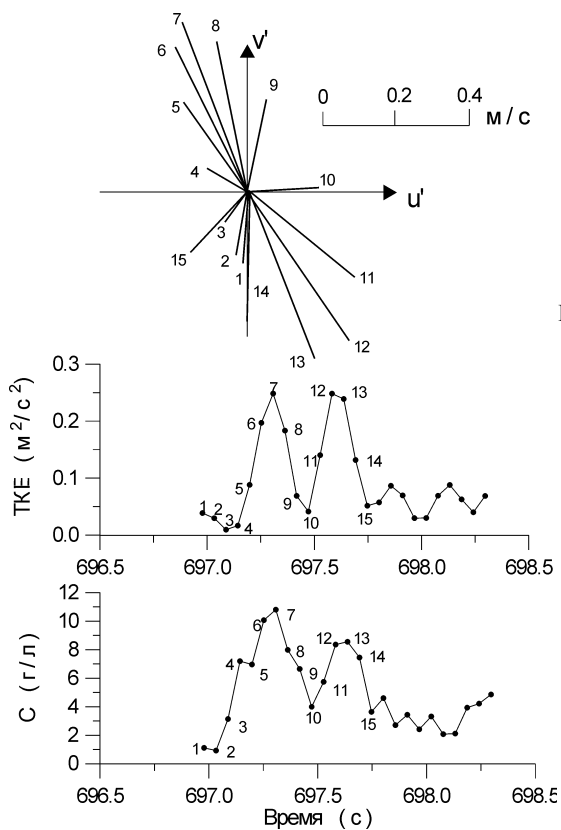


Рис. 7.24. Короткий фрагмент временной изменчивости концентрации взвешенного песка (C), турбулентной кинетической энергии (TKE), и положение вектора турбулентной составляющей скорости воды (верхний рисунок) для временного интервала пика концентрации, приведенного на рис. 7.23.

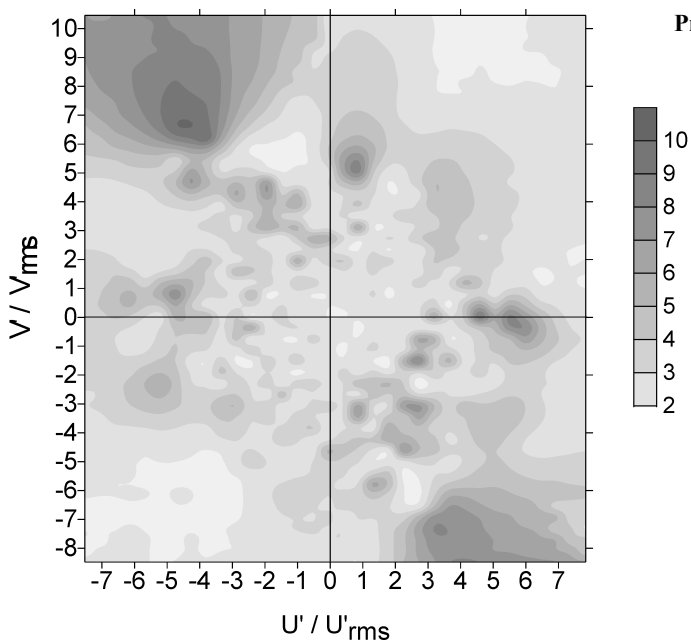


Рис. 7.25. Изолинии концентрации взвешенных наносов в координатах (u' , v'). Здесь u' , v' – турбулентные составляющие нормальной и вдольбереговой составляющих скорости воды; u'_{rms} , v'_{rms} – их среднеквадратичные значения. Эксперимент “Нордней-94” (Северное море). Условия измерений: высота значительных волн – 0.90 м, период пика спектра – 8.7 с, глубина – 1.62 м. Дно плоское. Концентрация взвеси регистрировалась на горизонте 10 см, а скорость воды – на горизонте 15 см от дна.

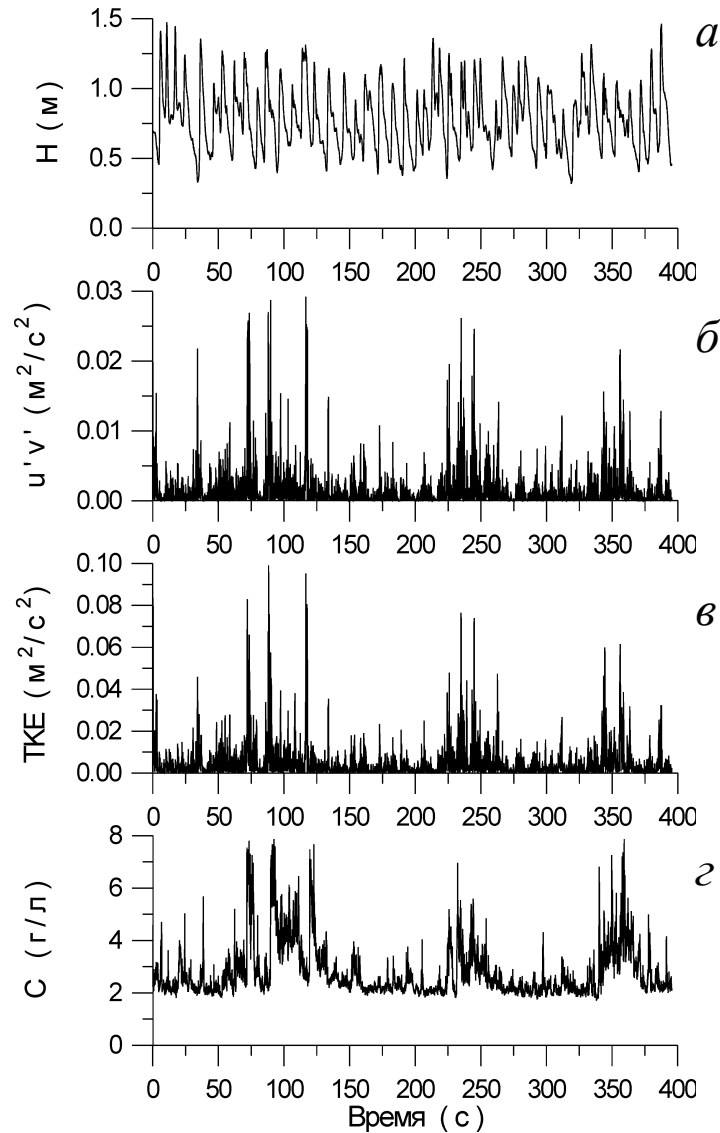


Рис. 7.26. Фрагмент временной серии концентрации взвешенных наносов (г), турбулентной кинетической энергии (в), абсолютного значения напряжения донного трения (б) и возвышений свободной поверхности (а). Условия измерений – как на рис. 7.25.

инфравгравитационных частот ($f < 0,8$ Гц) флуктуации концентрации слабо когерентны флуктуациям скорости и значение когерентности не превышает 0,2. Это означает, что в зоне разрушения волн временная изменчивость концентрации взвеси не может быть аппроксимирована зависимостью от скорости воды или ее моментов.

В этой зоне флуктуации концентрации когерентны флуктуациям турбулентной кинетической энергии на частотах $< 0,08$ Гц. Коэффициент взаимной корреляции между ними достигает значений 0,7 (рис. 7.28). Флуктуации концентрации запаздывают относительно

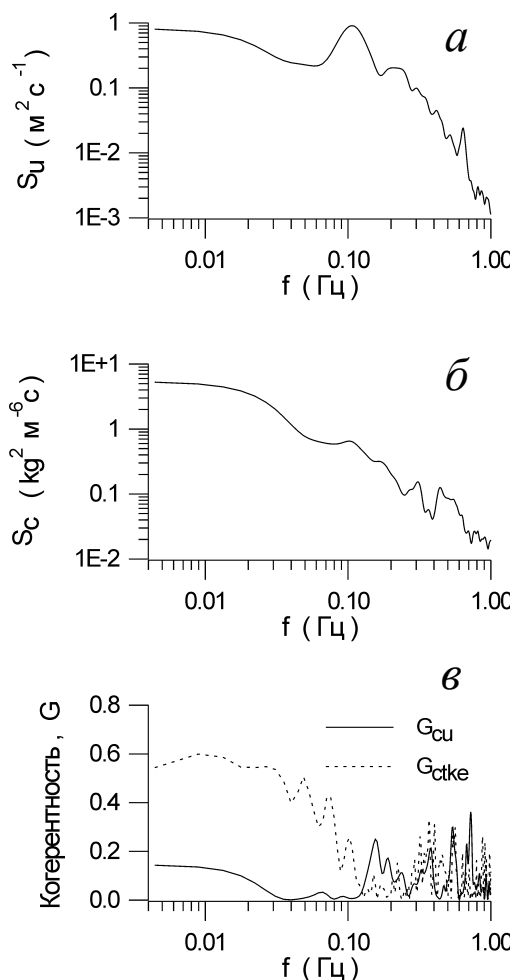


Рис. 7.27. Типичные спектры нормальной к берегу компоненты скорости воды (а), концентрации взвешенных наносов (б) и когерентность между концентрацией и скоростью воды (в) для внутренней части зоны разрушения волн. Условия измерений – как на рис. 7.25.

флуктуаций турбулентной энергии примерно на 6 с, что составляет примерно 0,6 T_p (T_p – период, соответствующий частоте максимума спектра волн). Оценки для всего диапазона частот дают наибольшее значение коэффициента взаимной корреляции около 0,4.

Высокие значения коэффициента взаимной корреляции между временными сериями концентрации и турбулентной кинетической энергией в низкочастотном диапазоне и его уменьшение для всего диапазона частот означает, что интенсивное взвешивание песка определяется последовательными группами обрушающихся волн. В такие моменты времени турбулентность вблизи дна наибольшая, как это мы видели на рис. 7.24 и 7.25.

На базе натуральных измерений рассмотрены основные процессы, которые контролируют временные масштабы, амплитудные и фазовые соотношения флуктуаций концентрации и расхода взвешенных наносов в береговой зоне моря. Синхронные измерения концентрации взвеси и придонной скорости воды проводились с помощью оптических и электромагнитных датчиков с частотой опроса до 20 Гц.

7.4. Обсуждение результатов и выводы

Мористее зоны обрушения, в зоне слабдеформированных волн и рифельного дна, основным механизмом взвешивания песчаных наносов со дна являются вихри, формируемые за гребнями рифелей. Взвешивание наносов со дна происходит только при прохождении групп высоких волн. Для случая двумерных рифелей наносы взвешиваются только при прохождении волн с амплитудой скорости, превышающей ее среднеквадратичное значение. Пики концентрации приурочены к моментам смены знака скорости в фазы торможения и ускорения потока. При этом наибольшие значения концентрации наблюдаются в фазу торможения потока.

Статистически значимые значения когерентности между флуктуациями концентрации и нормальной к берегу компонентой придонной скорости имеют место на частоте макси-

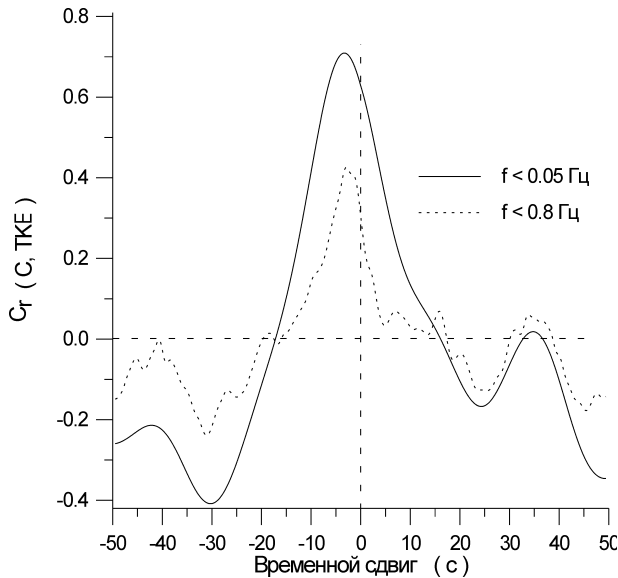


Рис. 7.28. Коэффициент взаимной корреляции между концентрацией взвешенных наносов и турбулентной кинетической энергией. Условия измерений – как на рис. 7.25.

му спектра волн, а между концентрацией и огибающей скорости – на частотах $< 0,08$ Гц. Флуктуации концентрации отстают по фазе на $\pi/2$ относительно нормальной к берегу компоненты скорости воды на частоте максимума спектра волн, и относительно ее огибающей – от $\pi/4$ до 0 в диапазоне частот $< 0,08$ Гц. Временная изменчивость концентрации взвеси удовлетворительно предсказывается формулой (7.2), учитывающей критические условия для начала движения песчаных наносов и временную задержку флуктуаций концентрации относительно флуктуаций придонной скорости воды.

С увеличением деформации волн и придонных скоростей

воды двумерные рифели на поверхности дна трансформируются в трехмерные. В этом случае взвешивание осадков происходит только после прохождения гребней волн в фазу торможения потока при смене знака придонной скорости. По сравнению со случаем двумерных рифелей на дне наблюдается уменьшение когерентности и фазового сдвига между флуктуациями концентрации и скорости воды на частоте максимума спектра волн, а также между концентрацией и огибающей скорости на низких частотах.

Выброс песка вихрями, формируемыми вследствие сдвиговой неустойчивости донного пограничного слоя, является наиболее вероятным механизмом взвешивания песчаных наносов в зоне сильнодеформированных волн перед их обрушением, где вследствие больших волновых скоростей происходит стирание рифелей и дно приблизительно плоское. Взвешивание наносов происходит в фазу торможения потока после прохождения гребней волн. Статистически это подтверждается значимыми значениями когерентности между флуктуациями концентрации и придонной скорости вводы на частоте максимума спектра волн и так же наличием сдвига фаз между этими параметрами на этой частоте равным $-\pi/4$. На низких частотах корреляции между флуктуациями концентрации, скорости воды и ее огибающей не выявлено.

Макротурбулентные вихри, формируемые под обрушающимися волнами, являются доминирующим механизмом взвешивания песчаных наносов в зоне разрушения волн.

Наиболее интенсивные пики концентрации наблюдаются при обрушении гребня волн (plunging) и во времени приурочены к их переднему фронту. Поскольку в районе крутого переднего фронта волны вертикальная компонента волновой скорости направлена от дна, то поток взвешенных наносов также направлен от дна в толщу воды. Это подтверждается статистически значимыми значениями когерентности между флуктуациями концент-

рации вертикальной компонентой скорости воды, наблюдаемыми как на частоте максимума спектра волн, так и на низких частотах.

Во внутренней части зоны разрушения волн, где преобладает процесс рассыпания их гребня, значимые величины когерентности наблюдаются только между флуктуациями концентрации и турбулентной кинетической энергией. Поскольку турбулентность определяет взвешивание наносов и отсутствует зависимость между значениями турбулентной энергии и скоростью воды в зоне разрушения волн, то не удивительно, что когерентность между флуктуациями концентрации и скоростью воды очень низкая, как это было продемонстрировано.

Наиболее высокие значения концентрации взвеси возникают во время прохождения через точку измерений крупных вихрей, когда интенсивность пульсаций скорости в несколько раз превышает их среднеквадратичное значение. Этот вывод качественно согласуется с данными лабораторных исследований турбулентности под обрушающимися волнами (Ting, Kirby, 1995, 1996; Cox, Kobayashi, 1999).

В существующих моделях для прогноза пространственно-временной изменчивости концентрации и расхода взвешенных наносов граничное условие у дна выражается в виде зависимости концентрации от параметра Шильдса, который пропорционален квадрату нормальной к берегу компоненты придонной скорости воды. Наши результаты натурных исследований показывают, что такой подход к заданию граничного условия для концентрации у дна физически недостоверен, поскольку корреляция между флуктуациями концентрации взвеси и придонной скоростью воды здесь статистически недостоверна. Этот подход можно использовать в зоне деформации волн, где наблюдается хорошая корреляция между концентрацией взвеси и квадратом скорости воды в придонном слое. Однако при моделировании пространственно-временной изменчивости необходимо учитывать конвективный характер взвешивания песчаных наносов и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации и скоростью воды, который на частоте максимума спектра волн изменяется от $-\pi/2$ для случая двумерных донных рифелей до $-\pi/4$ для плоского дна.

С физической точки зрения наиболее эффективным путем создания методов прогноза пространственно-временной изменчивости концентрации и расхода взвешенных наносов является установление количественных связей между параметрами турбулентности и концентрацией взвеси, а также между турбулентностью и локальной диссипацией волновой энергии в зоне разрушения нерегулярных волн. Для получения таких закономерностей существующих данных еще недостаточно и необходимы исследования в натурных условиях.
