

Я.В.Сапрыкина*, В.А.Дулов**,
С.Ю.Кузнецов*, В.Е.Смолов**

**Институт океанологии имени П.П. Шишова РАН, г.Москва*

***Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

АНОМАЛЬНО ВЫСОКИЕ ВОЛНЫ В ЧЕРНОМ МОРЕ: МЕХАНИЗМ И УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Описаны результаты совместного российско-украинского эксперимента по исследованию экстремальных поверхностных волн, проведенного с океанографической платформы в пгт.Кацивели в октябре 2009 г. Обсуждены механизмы образования волн аномальной высоты (волн-убийц) и связь частоты их появления с волновой ситуацией. Показано, что формирование экстремальных волн в натуральных условиях происходит на фоне развития неустойчивости Бенджамина-Фейра и дискретного сдвига частоты максимума спектра в низкочастотную область, что соответствует результатам, полученным ранее в лабораторных условиях. Обнаружено, что метеоволновая ситуация, характерная для формирования экстремальных волн, соответствует усилению волн зыби локальным ветром.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *волны-убийцы, морские катастрофы, ветровое волнение, нелинейные взаимодействия волн, факторы риска.*

Результаты исследований штормовых волн важны как для судоходства, так и для оценки воздействия волн на берега и технические сооружения в береговой зоне. В рамках проводимых в этом направлении исследований, механизмы образования экстремально высоких волн (волн-убийц), как и подход к прогнозированию таких опасных событий, остаются наиболее интересными и неясными проблемами.

Штормовые волны нерегулярны, их высоты изменяются от одной волны к другой, создавая групповую структуру волнения. В большинстве случаев изменчивость высот волн приблизительно описывается классическим распределением Рэля, полученным в предположении, что поле ветровых волн – нормальный (гауссов) процесс, а спектр волнения достаточно узкий (см., например, [1]). Высоты экстремальных волн и вероятность их возникновения определяются «хвостовой» частью распределения Рэля и эта вероятность очень мала. Вместе с тем имеются многочисленные свидетельства существования аномально высоких и крутых волн, возникающих неожиданно и визуально не вписывающихся в имеющуюся групповую структуру волн. Их высоты не подчиняются распределению Рэля. Описания таких аномально высоких волн издавна упоминаются в легендах и фольклоре практически всех стран мира: «три сестры», «девятый вал», «стена воды», «дыра в море» и т.п. В англоязычной литературе наиболее распространенным названием является *freak waves*, что в переводе означает необычные, причудливые, блуждающие волны. Оно подчеркивает характерные признаки таких волн: одиночные аномально высокие и крутые волны, возникающие даже при отсутствии сильного ветра. В русскоязычной литературе такие волны получили название волны-убийцы.

© Я.В.Сапрыкина, В.А.Дулов, С.Ю.Кузнецов, В.Е.Смолов, 2010

Существование аномально высоких волн подтверждается многочисленными очевидцами, фотографиями и инструментальными измерениями (см., например, обзоры [2, 3]). Непрерывные инструментальные наблюдения, проводившиеся Южным отделением Института океанологии РАН с 1996 по 2003 гг. при помощи автономного буя, заякоренного в районе г. Геленджика на глубине моря 85 м, позволили зафиксировать аномально высокие волны вблизи Кавказского побережья Черного моря [4 – 7], а анализ архивных волнографических данных с буровой платформы «Голицыно-4», показал, что аномально высокие волны нередки и в северо-западной части Черного моря [8].

Существует множество опубликованных критериев определения волн-убийц как индивидуальных волн (например, [2, 9]). Однако, все эти определения носят описательный характер, так как точные физические механизмы и условия образования волн-убийц остаются неизвестными. Поэтому, на практике широко используется только один критерий, объединяющий все эти определения – высота волны-убийцы в два раза превышает значительную высоту волн:

$$h > 2H_S, \quad (1)$$

где $H_S = 4\sigma$, σ – стандартное отклонение возвышений морской поверхности. Заметим, что в этом случае под определение волн-убийц попадают и относительно невысокие волны, например, высотой чуть более 2 м на фоне волн со значительной высотой порядка 1 м, которые в обычном смысле не представляют большой опасности, но записи таких волн являются весьма важными для изучения физических механизмов формирования настоящих волн-убийц.

Причины, вызывающие значительное увеличение высот волн, обусловлены как воздействием на волны внешних («природных», [2]) факторов, так и физическими процессами, происходящими в поле волн – линейной и нелинейной их трансформацией. При этом внутренние факторы, т.е. физические процессы трансформации волн, являются основной причиной, природные же факторы могут оказывать влияние на внутренние процессы, изменяя, в конечном счете, высоту волн.

К числу природных факторов относятся локальное усиление волн под воздействием ураганов и смерчей, взаимодействие волн и течений, влияние батиметрических характеристик при трансформации волн над особенностями рельефа дна, которые могут вызывать фокусировку волн вследствие рефракции, а также резкий рост амплитуды волны, вызванный уменьшением глубины.

Процессы трансформации волн можно условно разделить на линейные и нелинейные. Для линейных процессов результирующее поле волн есть суперпозиция отдельных невзаимодействующих волновых систем, а интерференция волн – хорошо известный пример такого процесса. К линейным процессам относятся различного рода фокусировки волновой энергии, которые могут иметь место, как в пространстве, так и во временной области. Наиболее известен эффект дисперсионного сжатия – фокусировка, вызванная дисперсией среды, когда волны с разными периодами распространяются с разными фазовыми скоростями, и при

определенных условиях могут догонять друг друга, порождая волну большой амплитуды [10]. Однако при каких условиях в природе образуется такой «подходящий» волновой пакет для последующего его дисперсионного сжатия в волну-убийцу остается невыясненным.

Нелинейные свойства волн являются, по-видимому, наиболее важными для формирования волн-убийц. Степень нелинейности волн зависит от их крутизны – произведения амплитуды волны на ее волновое число. Чем круче волна, тем сильнее выражены ее нелинейные свойства. Поэтому увеличение крутизны волны любым способом, например, за счет линейных процессов или природных факторов, вероятно, приводит к проявлению нелинейных свойств волн, таких, например, как возникновение различного рода неустойчивостей. Наиболее известной является модуляционная неустойчивость Бенджамина-Фейра, особая роль которой в формировании волн убийц подчеркивается многими исследователями и подтверждается результатами численного моделирования (например, [11 – 15]), а также данными лабораторных и натурных экспериментов [6, 16 – 19].

Оригинальный физический механизм возникновения волн-убийц при эволюции волн с изначально узким спектром под воздействием нелинейной неустойчивости был предложен в работах Сапрыкиной и Кузнецова. По данным натурных измерений волнения автономным бумом было обнаружено [6], что практически все волновые режимы с узким частотным спектром обладают характерными чертами модуляционной неустойчивости типа Бенджамина-Фейра, а именно наличием боковых лепестков спектра волн в окрестности основного максимума спектра. Путем спектрального анализа модулей вейвлет-коэффициентов, было показано, что волны, создаваемые как каждым из боковых лепестков, так и основным максимумом спектра, обладают различной групповой структурой. Совпадение во времени максимумов огибающих волн, создаваемых боковым лепестком и основным максимумом спектра, а так же гребней индивидуальных волн, создаваемых каждым из боковых лепестков, приводит к образованию волн-убийц. Таким образом, нелинейная модуляционная неустойчивость формирует внутри заданного волнения сложную групповую структуру, состоящую из нескольких групповых структур, линейная суперпозиция которых и приводит к возникновению волны-убийцы.

По данным лабораторных экспериментов было показано [16, 17], что при эволюции спектра волн происходит быстрая передача энергии основного максимума и верхнего по частоте лепестка спектра в область частот нижнего по частоте лепестка. Похоже, что по мере перехода максимума спектра на нижний боковой лепесток, у него вновь образуются боковые лепестки, соответствующие новой основной частоте, если крутизна волн остается достаточно большой, например, за счет ветровой накачки. Скорость передачи энергии определяется крутизной волн, поэтому передача энергии в низкочастотный лепесток происходит квазидискретно по времени: когда крутизна волн мала, скорость передачи энергии так же мала, и происходит накопление энергии волн и увеличение их крутизны под действием ветра. Когда крутизна волн увеличивается, интенсифицируются процессы нелинейной модуляционной неустойчивости, и энергия быстро



Рис. 1. Расположение платформы относительно береговой линии.

перетекает в низкочастотный лепесток. Крутизна волн опять резко уменьшается за счет увеличения длины волны, и процесс снова повторяется. В связи с периодичностью этого процесса можно сказать, что происходит дискретный по времени и частоте сдвиг максимума спектра в низкочастотную область. Волны-убийцы формируются в моменты интенсивной передачи энергии в нижний боковой лепесток.

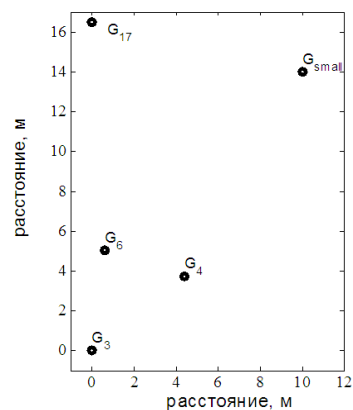
Настоящая работа основана на результатах специального натурного эксперимента, когда волнение синхрон-

но регистрировалось в нескольких точках пространства на глубокой воде с одновременным измерением скорости и направления ветра. Целью работы является проверка и выяснение деталей вышеописанного механизма возникновения волн-убийц, а также выявление ветро-волновых условий, необходимых для запуска механизма модуляционной неустойчивости и формирования аномально высоких волн.

Натурный эксперимент проводился с 6 по 24 октября 2009 г. на стационарной океанографической платформе Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины (пгт.Кацивели, Крым, географические координаты $33^{\circ}59'$ в.д, $44^{\circ}23'$ с.ш.). Рис.1, полученный с помощью системы *Google*, дает представление о расположении платформы относительно берега. Расстояние до ближайшей береговой точки примерно равно половине километра. Глубина в точке расположения платформы 28 м.

Для полноценной пространственной регистрации волнения в случае шторма работы проводились одновременно двумя решетками волнографов. «Малая» решетка состояла из 6 резистивных датчиков и блока регистрации сигнала. Каждый датчик состоит из струнного волнографа и усилительно-преобразовательного блока. Струны образуют шестиэлементную решетку – пять в вершинах правильного пятиугольника на расстоянии 25 см от центра и одна в его центре. Вся конструкция подвешена на подъемном выстреле на расстоянии 10 м от ближайшей колонны платформы. Записи волнения проводились периодически с частотой 10, 20 или 50 Гц. «Большая» решетка включала 4 емкостных датчика, разнесенных на расстояния от 3 до 16 м (рис.2). Каждый датчик состоял из натянутого с помощью груза полевого телефонного кабеля диамет-

Рис. 2. Схема расположения датчиков большой ($G_4 - G_{17}$) и малой (G_{small}) решеток во время эксперимента. Ось ординат ($X = 0$) соответствует юго-восточному борту платформы (см. рис.1), ось абсцисс направлена в сторону моря.



ром 2 мм и цифрового преобразовательного блока регистрации сигнала. Сигналы с датчиков передавались с частотой 16 Гц по кабелю на портативную ЭВМ, где записывались в базу данных при помощи специального программного обеспечения. Автономная система регистрации вела непрерывную запись волнения в течение 10 сут.

Также непрерывно работал метеокомплекс с автономной системой записи, регистрируя раз в минуту метеопараметры, которые включали скорость и направление ветра на горизонте 23 м.

Анализ аномального волнения. Для детального анализа был выбран шторм 14 октября 2009 г., когда волны подходили с западного направления, почти параллельно основанию платформы, что позволяло регистрировать последовательную однонаправленную трансформацию волн на всех датчиках «большой» решетки. На рис.3 показаны направление ветра, скорость ветра и значительная высота волн в зависимости от местного времени. На нижнем графике также показана частота появления аномальных волн N , выделенных по критерию (1) за промежуток времени 1 ч и просуммированных по всем датчикам. Промежуток времени до 03:00 в данном случае опущен из-за малой высоты H_s , чтобы избежать ложных сигналов, связанных с корабельными волнами. График демонстрирует временную изменчивость N . Можно видеть два последовательных интервала времени, 04:00 – 08:00 и 09:00 – 13:30, когда волны аномальной высоты наблюдались довольно часто, и интервал 13:30 – 16:40, когда они полностью отсутствовали. Изменчивость N на рис.3, очевидно, не повторяет изменений ни скорости ветра, ни высоты волн H_s .

На рис.4 приведены распределения плотности вероятности (PDF) отклонений возвышений морской поверхности от среднего значения, нормирован-

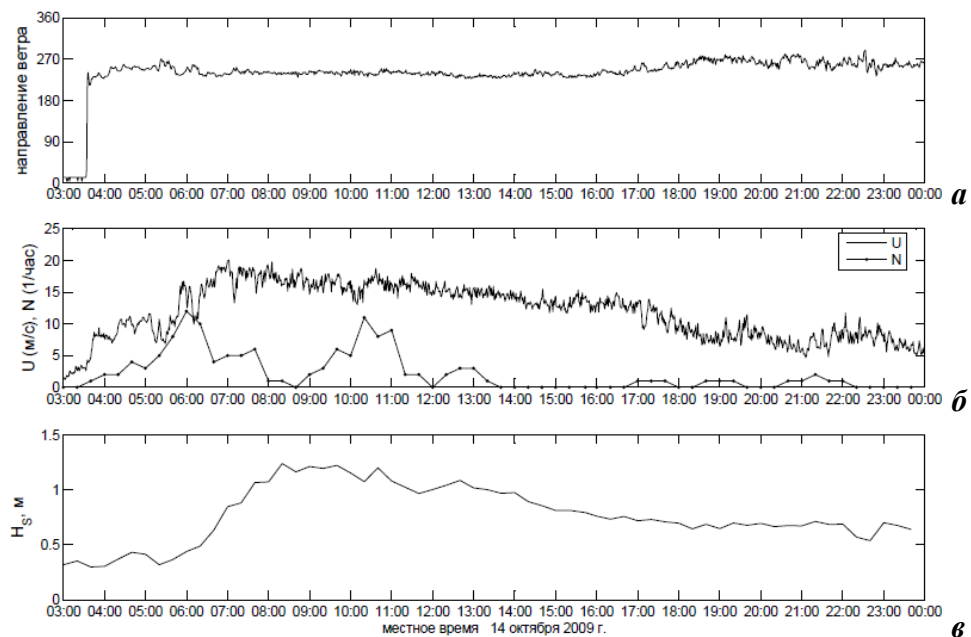
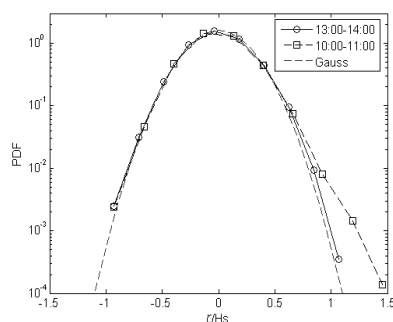


Рис. 3. Направление ветра (а), скорость ветра и число аномальных волн (б), высота значительных волн (в).

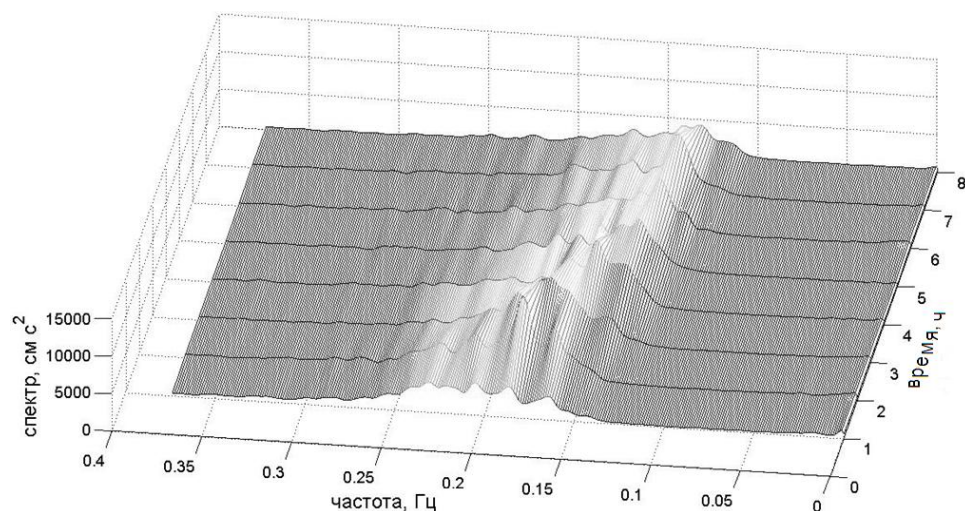


Р и с . 4 . Плотности вероятности нормированных возвышений морской поверхности для интервалов времени, когда наблюдались волны аномальной высоты и когда они отсутствовали. Прерывистая линия – нормальное распределение.

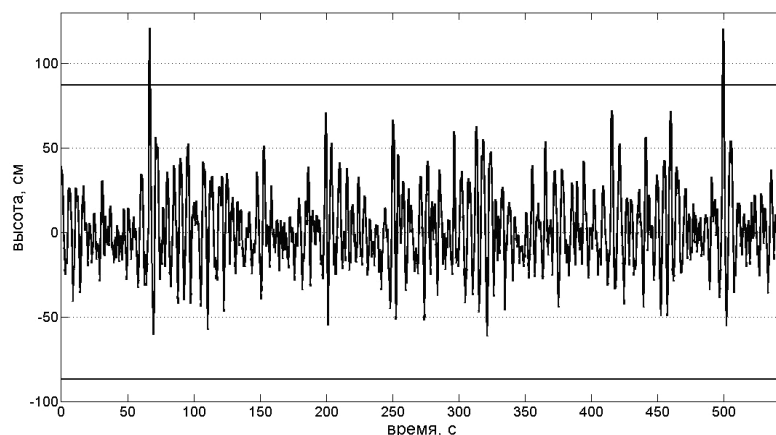
ных на H_s , построенные по объединенным данным 9 датчиков для интервалов записи 10:00 – 11:00 и 13:40 – 14:40. Там же показана гауссова кривая, соответствующая линейным (невзаимодействующим) волнам [1, 11]. Как видно из рисунка, поле волн в случае, когда наблюдались аномально высокие волны, явно обладает нелинейными свойствами.

Эволюция спектра волн показана на рис.5. На поверхности, описывающей эволюцию спектров во времени, легко выделяются хребты, параллельные оси времени. С течением времени высота относительно высокочастотных хребтов уменьшается, высота относительно низкочастотных хребтов растет, и происходит смещение максимума спектра волн в низкочастотную область. На протяжении всего времени наблюдений хребты остаются параллельны оси времени, что свидетельствует о дискретном характере передачи энергии в низкочастотную область. Наиболее резкий сдвиг частоты наблюдается с 10.00 до 11.00 местного времени (на рис.5 это соответствует меткам 3 и 4 эволюции спектра).

Согласно проведенным ранее исследованиям, этот сдвиг частоты может быть связан с нелинейной трансформацией волн под воздействием модуляционной неустойчивости типа Бенджамина-Фейра [6, 16], а если это так, то можно ожидать и наблюдения волн-убийц. Рассмотрим подробнее эволюцию волнения за этот час. Действительно, на хронограмме волнения соответствующей промежутку местного времени 10:00 – 10:20 можно наблю-



Р и с . 5 . Пример эволюции спектра волн за 8 ч (с 07:00 до 14:00 местного времени). Спектры оценены по фрагментам записи длительно-стью 1 ч, волнограф G3.

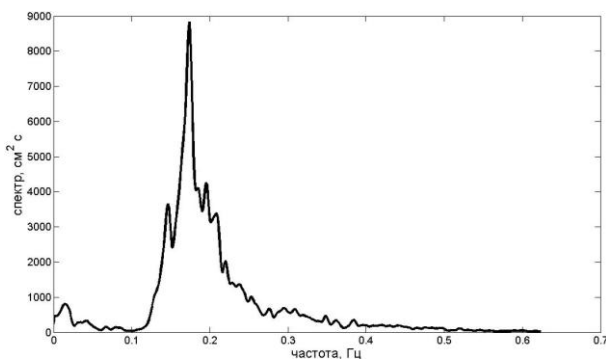


Р и с . 6 . Пример волнограммы, содержащей аномальные волны.

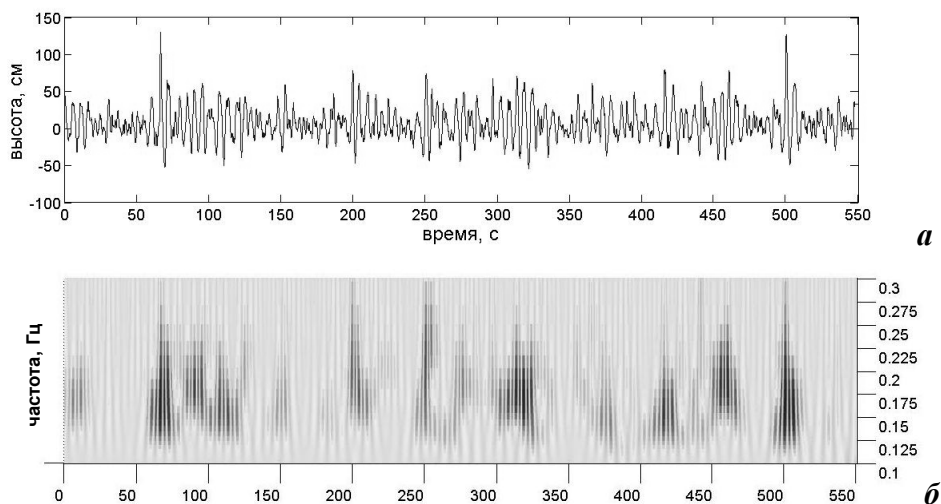
дать две волны, превышающие значительную высоту волн в 2,1 раза (рис.6). Соответствующий спектр волнения приведен на рис.7. Хорошо видно, что спектр волнения достаточно узкий и имеет ярко выраженные «боковые лепестки» на частотах 0,148; 0,195 Гц в окрестности основного максимума спектра 0,174 Гц. Подобный характерный спектр в эти 20 мин был зарегистрирован на всех датчиках.

Вейвлет-анализ данной хронограммы волн показал, что аномальные волны образованы интерференцией волн, соответствующих частотам боковых лепестков (рис.8). Т.е. волны, соответствующие полосе частот боковых лепестков (0,195 и 0,148 Гц) имеют собственную групповую структуру, несовпадающую с групповой структурой волн полосы частот основного максимума 0,174 Гц. Совпадение максимумов огибающих обсуждаемых частотных диапазонов и совпадение максимумов индивидуальных волн каждого диапазона приводит к появлению аномальных волн. Заметим, что волны, имеющие в своем составе более высокие, по сравнению с частотой основного максимума, частоты не являются аномальными по высоте. Для аномальной волны характерно обязательное наличие в своем частотном составе низкочастотной «добавки», соответствующей полосе частот низкочастотного «бокового лепестка».

Постараемся ответить на вопрос, за счет чего происходит совпадение как максимумов огибающих, так и максимумов (гребней) индивидуальных волн. Совпадения могут происходить как из-за различия скоростей распространения волн, так и из-за некрайности длин волн обсуждаемых волновых компонент. Различные скорости

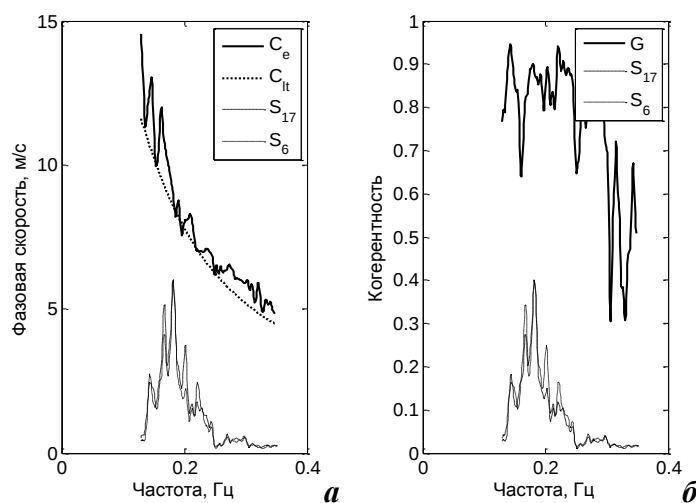


Р и с . 7 . Спектр волнения, соответствующий волнограмме на рис.6.

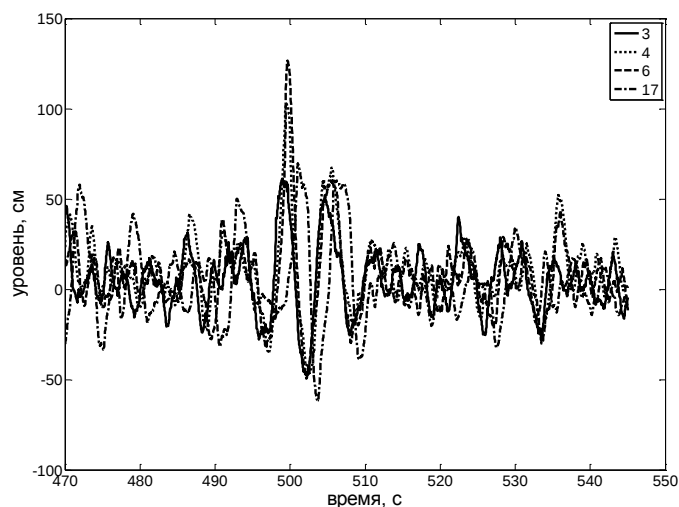


Р и с . 8 . Вейвлет-анализ волнограммы, содержащей аномальные волны. Исходная запись (а) и ее вейвлет-разложение (б). Модуль вейвлет-коэффициентов показан оттенками серого, более темный цвет соответствует более высоким величинам.

распространения приведут к тому, что рано или поздно гребень волны создаваемой низкочастотным лепестком спектра догонит гребень волн создаваемой основным максимумом или высокочастотным лепестком спектра. Некратность длин волн создаваемых разными лепестками так же должна неизбежно привести к совмещению максимумов (гребней) волн в некоторых точках пространства. Для оценки скорости распространения разных частотных компонент и их длин волн был построен спектр фазовых скоростей наблюдаемых волн (рис.9). Видно, что гармоники с частотами выше частоты максимума спектра распространяются в полном соответствии с линейной теорией волн, а гармоники соответствующие боковым лепесткам спектра с модуляционной неустойчивостью типа Бенджамина-Фейра распространяются со скоростями на 10 – 20 % превышающими линей-



Р и с . 9 . Фазовые скорости волн (а) (C_e – измеренные, C_{lt} – линейная теория) и функции когерентности (б) (G – квадрат функции когерентности) сигналов соседних датчиков 6 и 17, демонстрирующие достоверность измерений, а также спектры волн S_6 и S_{17} , измеренные теми же датчиками.



Р и с . 1 0 . Время жизни и пробег волны-убийцы.
Появление anomalно высокой волны только на
центральной датчике G6 измерительной решетки.

ную теорию. Тем не менее, компоненты волн, создаваемые разными лепестками, даже в нашем сильно нелинейном случае продолжают обладать дисперсией и вполне могут образовывать anomalно высокие волны, как вследствие дисперсионного сжатия, так и вследствие некрatности их длин волн.

Синхронные записи волнения на 4 датчиках «большой» решетки позволили оценить пространственные и временные размеры anomalных волн. На рис.10 приведена синхронная запись на всех датчиках одной из anomalных волн, показанных на рис.6. Период этой волны около 6 секунд, что соответствует ее длине примерно 56 м. Anomalна по высоте она только на среднем датчике G6, в то время как на соседних с ним датчиках, она не является anomalной по высоте. Скорость распространения этой волны 8,9 м/с, значит расстояние между крайними датчиками – 16 м она пробегает за 1,8 с, что составляет примерно треть ее периода. Оцененное таким образом время жизни волны-убийцы составляет примерно 1 с, т.е. пятую часть периода этой волны. Пробег волны-убийцы от зарождения до исчезновения составляет около 10 м, что соответствует примерно пятой части ее длины.

Приведенный пример с определенностью подтверждает концепцию возникновения волн-убийц за счет интерференции волновых систем, образовавшихся в результате модуляционной неустойчивости и дискретной по частоте передачи энергии между ними.

В то же время пространственно-временные масштабы существования anomalных волн оказываются довольно малыми, что делает невозможным их прямой прогноз. Ниже рассмотрим связь частоты появления волн-убийц с ветро-волновыми условиями, наличие которой означало бы возможность прогноза опасных ситуаций, когда возникновение волн-убийц наиболее вероятно.

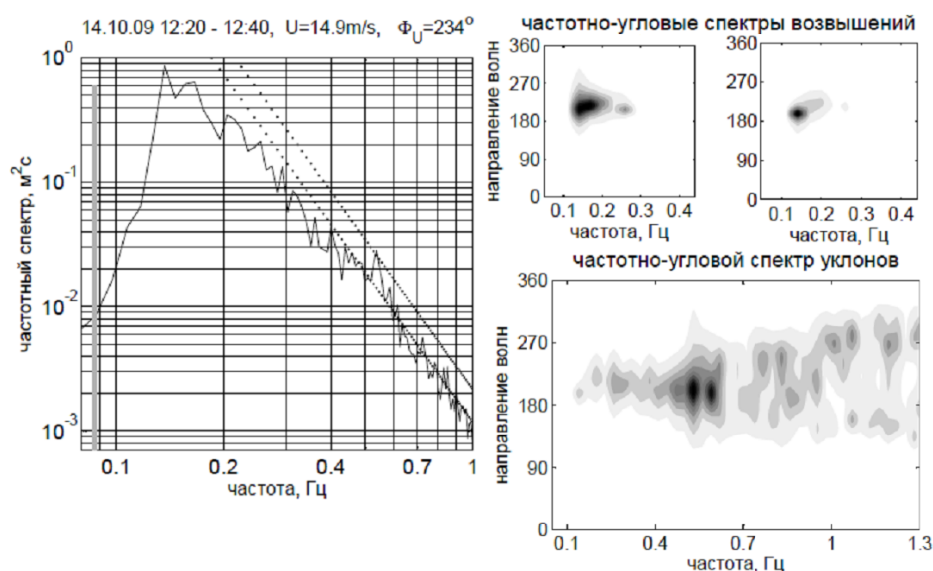
Ветро-волновые условия возникновения anomalных волн. Согласно лабораторным экспериментальным исследованиям для возникновения нелинейной модуляционной неустойчивости необходимы достаточно крутые волны с узким спектром. На практике, в природе только волны зыби

обладают узким спектром, но эти волны пологие, с малой крутизной. Авторами была выдвинута гипотеза, что крутизна волн зыби может быть быстро увеличена под воздействием резко усиливающегося ветра. Рассмотрим подробно волновую обстановку за этот период времени, анализируя спектры волн и параметры ветра.

На рис.11 приведен пример спектра волн 14 октября 2009 г., оцененный по измерениям «большой» и «малой» решетками волнографов. На графике также указаны скорость и направление ветра, осредненные за промежуток времени, для которых построен спектр. Частотные спектры $S_1(f)$ оценены методом Вэлча (осреднение спектров, построенных по наполовину перекрывающимся отрезкам реализаций).

Частотно-угловые спектры $S_2(f, \phi)$ оценены методом максимального правдоподобия [20]. Спектральная плотность двумерных спектров показана оттенками серого в условных единицах (чем темнее, тем выше спектральный уровень), чтобы лучше выделить направления основных систем волн. По вертикальным осям отложен географический азимут, показывающий, откуда приходят волны. Такой способ представления спектров удобен для сопоставления с направлением ветра, указывающим «откуда». На рисунке приведены два двумерных спектра возвышений морской поверхности – левая картинка соответствует измерениям «большой» решеткой волнографов, правая – «малой». Оба спектра дают одинаковую общую картину, но данные «большой» решетки выявляют детали углового распределения энергии для волн с наибольшими длинами (на рис.11 частоты 0,1 – 0,2 Гц соответствуют длинам волн до 70 м).

Поскольку волновые спектры быстро спадают с повышением частоты, лишь область спектрального пика может быть рассмотрена на графиках



Р и с . 1 1 . Пример оценок спектров волн за двадцатиминутный интервал записи. Частотно-угловые спектры возвышений получены по измерениям «большой» (слева) и «малой» (справа) решетками. Прямые линии на частотных спектрах пояснены в тексте.

двумерных спектров, построенных в линейном масштабе. Чтобы получить представление о части спектра для более высоких частот, которая обычно связана с локальным ветром, удобно рассмотреть двумерный спектр уклонов, который в частотно-угловом представлении пропорционален величине $f^4 S_2(f, \phi)$. Именно эта величина, оцененная по данным «малой» решетки волнографов, показана на рис.11, как спектр уклонов. Как видно из рисунков, направление распространения коротковолновой части волнения соответствует направлению ветра.

Объективное разделения волнения на зыбь и ветровую системы, как правило, представляет известную трудность. В нашем анализе спектров был использован следующий подход. На графиках с частотными спектрами вертикальной прерывистой линией отмечена частота пика спектра Пирсона-Московица, рассчитанная по локальной скорости ветра U :

$$f_{PM} = 0,83g / (2\pi U),$$

(например, [21]). Поскольку спектр Пирсона-Московица считается спектром предельно развитого волнения, волны области спектрального пика этого спектра можно с уверенностью отнести к зыби. Однако для нашего спектра этот метод не подходит. Более эффективен подход, предложенный Хансоном и Филлипсом в [22] на основе теории равновесного интервала Филлипса [23]. Чтобы пояснить этот подход, на графике с частотными спектрами сплошными линиями показаны спектры Тоба

$$S(\omega) = \alpha g u_* \omega^{-4},$$

где $\omega = 2\pi f$, u_* – динамическая скорость в воздухе, а коэффициент α для двух линий равен 0,06 и 0,11. Согласно Хансону и Филлипсу частотный спектр ветровой системы, связанной с локальным ветром, в области справа от ее спектрального пика должен лежать на полосе, образованной этими линиями. Именно такую картину мы видим на рис.11. Спектральный пик ветровой системы, определенный по частотному спектру с помощью этого критерия, ясно виден на частотно-угловом спектре уклонов, а направление волн области этого пика соответствует направлению локального ветра. Несмотря на то, что спектр, на первый взгляд, выглядит однопиковым, а направления ветровой системы и зыби близки, разделение оказывается возможным на основе подхода Хансона и Филлипса.

Имея достаточно длительные записи волнения, можно подтвердить правильность такого разделения, рассматривая предысторию данного волнового спектра. Зачастую в таких ситуациях зыбь сначала выделяется явно по сравнению ее пика с частотой пика спектра Пирсона-Московица. Затем с повышением скорости ветра частота пика зыби практически не изменяется, в то время как пик развивающейся ветровой системы, наблюдаемый на частотно-угловом спектре и определенный на основе подхода Хансона и Филлипса из частотного спектра, эволюционирует в сторону понижения частоты.

Отметим, что для применения описанного подхода уровень спектра Тоба достаточно знать лишь приближенно. Поэтому в нашем анализе величина динамической скорости оценивалась по аэродинамической балк-

формуле $u_* = \sqrt{C_D} U$, где коэффициент сопротивления был принят равным $C_D = 1,5 \cdot 10^{-3}$.

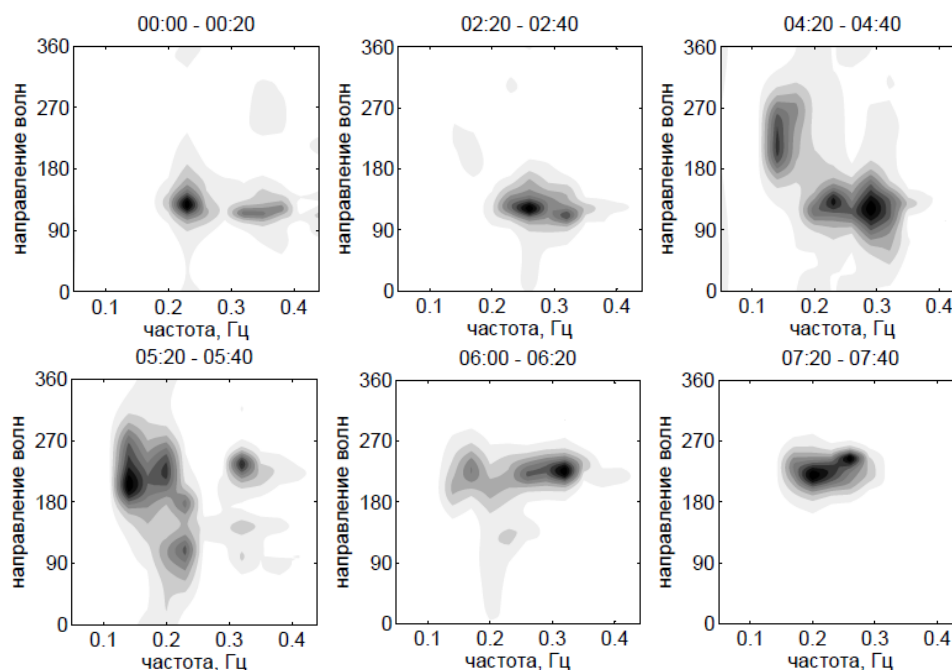
Подробный анализ ветро-волновой обстановки на основе описанного подхода, выполненный за сутки 14 октября, показал следующее. В промежуток времени 00:00 – 02:00 наблюдалась слабая зыбь ($f_p = 0,22 - 0,25$ Гц, $H_S < 0,5$ м), приходящая с востока (рис.12). Умеренный восточный ветер ($U = 7 - 9$ м/с) сопровождался ветровой системой волн $f_p = 0,33 - 0,35$ Гц. В 02:20 на спектрах волн появляется слабая зыбь, приходящая с юго-запада. Частота пика этой системы зыби $0,14$ Гц, ее появление не изменило высоту волн H_S . В это же время начинается спадание скорости ветра, сопровождающееся ее поворотом. С 02:20 до 04:00 скорость ветра остается слабой ($U < 3$ м/с), направление ветра изменяется с восточного на северное, и далее на западное. Высота волн по-прежнему остается малой ($H_S < 0,5$ м), причем доминируют те же волновые системы – восточная зыбь и сохранившиеся ветровые волны, приходящие с востока. При этом существует слабая новая юго-западная система зыби с сохраняющейся частотой пика.

Около 04:00 скорость ветра возрастает до $7 - 9$ м/с, его направление устанавливается на азимутах $230^\circ - 250^\circ$. В период 04:00 – 05:00 происходит усиление юго-западной зыби и ослабление восточной зыби. Около 05:00 спектральные уровни этих систем уже совпадают. В этот период появляется ветровая система волн, приходящих с юго-востока, с частотой пика $0,33$ Гц.

К 06:00 продолжается рост скорости ветра и происходит возрастание высоты волн вследствие повышения спектральных уровней, как юго-западной зыби, так и ветровой системы. На частотно-угловых спектрах восточные волновые системы становятся неразличимыми. Далее продолжается рост скорости ветра и развитие ветровой системы – растет уровень ее спектра и уменьшается частота пика. Спектральный уровень пика зыби при этом также повышается, а его частота увеличивается – происходит сближение пиков зыби и ветровых волн. К 08:00 оценки спектров уже не позволяют разделить волнение на зыбь и ветровую системы. Обе системы слились, а спектр принял характерный вид спектра развивающегося волнения с пиком на частоте $0,2$ Гц. Такая ситуация сохранялась до 09:00.

Отметим, что именно в период 05:00 – 08:00, когда происходило развитие ветровой системы на фоне уже имеющейся зыби того же направления, наблюдалась интенсификация появлений волн аномальных высот.

После 09:00 на спектрах становится различимым новый пик ветровой системы на частотах $0,5 - 0,6$ Гц. Новая ветровая система выделяется по методике Хансона и Филлипса – ее спектральный уровень попадает в полосу «спектров Тоба», в то время как спектральный уровень «старой» волновой системы оказывается ниже. Эта ситуация была показана выше на рис.11 – волнение состоит из энергонесущей длинноволновой («старой») системы и развивающегося ветрового волнения. Хотя энергонесущую систему в данном случае нельзя отнести к зыби формально, наблюдается та же физическая ситуация, что и период 05:00 – 08:00, когда происходило развитие ветровой системы на фоне уже имеющейся зыби того же направления. И снова наблюдается интенсификация появлений волн аномальных высот.



Р и с . 1 2 . Эволюция частотно-угловых спектров волн 14 октября 2009 г.

Начиная с 10:00 происходит постепенное понижение частоты спектрального пика зыби и падение его спектрального уровня, что, по-видимому, и приводит к исчезновению волн аномальной высоты к 14:00 (эволюция частотного спектра за этот период показана на рис.5).

Таким образом, 14 октября 2009 г. происходило усиление волн зыби под действием ветра того же направления, что привело к появлению узкого спектра крутых волн, последующему развитию нелинейной модуляционной неустойчивости и возникновению аномальных волн. Отметим, что возможным механизмом усиления зыби в таких условиях может являться интенсивный нелинейный перенос энергии от ветровых волн к системе зыби, недавно обнаруженный путем численных расчетов [24]. Необходимо также отметить, что о повышенной опасности ситуаций, когда ветер усиливается на фоне существующей зыби того же направления, хорошо известно жителям пгт.Кацивели, выходящим в море на маломерных судах. Оперативное отслеживание таких ветро-волновых ситуаций могло бы служить основой прогноза условий возникновения волн-убийц.

Заключение и выводы. Данные совместного российско-украинского эксперимента по исследованию экстремальных поверхностных волн, проведенного с океанографической платформы в пгт.Кацивели в октябре 2009 г., были проанализированы с целью детального исследования формирования волн аномальной высоты в натуральных условиях, а также выявления ветро-волновых условий, благоприятных для возникновения волн-убийц. В результате работы предлагается и обосновывается следующая концепция:

– при усилении волн зыби под действием ветра реализуются условия, необходимые для развития модуляционной неустойчивости – достаточная крутизна волн с узким спектром;

– в процессе развития модуляционной неустойчивости происходит дискретный по частоте сдвиг максимума спектра в низкочастотную область, что приводит к сложной групповой структуре волн, сочетающей несколько групповых структур с близкими частотами и направлениями распространения;

– вследствие различия длин волн и групповых скоростей происходит наложение групп, относящихся к различным групповым структурам, и гребней максимальных волн в этих группах, приводящее к концентрации волновой энергии в локальной пространственно-временной области, что и означает образование волн аномальной высоты – волн-убийц.

Полученные результаты могут служить основой для прогноза аномальных волн в Черном море.

Авторы благодарны В.В.Малиновскому, А.С.Миронову, А.Е.Кориненко, М.В.Косник и Ю.Ю.Юровскому (МГИ НАН Украины) за помощь при проведении экспедиционных работ и обработке данных, а также В.Г.Полникову (ИФА РАН) за живое участие в обсуждении результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-90430-Укр_ф_а и 08-05-00648) и Государственного фонда фундаментальных исследований Украины в рамках совместного российско-украинского гранта Ф28/435, а также при поддержке Российской Федеральной целевой программы "Мировой океан", контракт № 01.420.1.2.0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Longuet-Higgins M.S. On the statistical distribution of the heights of sea waves // J. Mar. Res.– 1952.– XI, № 3.– P.245-266.
2. Куркин А.А., Пелиновский Е.Н. Волны-убийцы: факты, теория и моделирование. – Н. Новгород: Нижегородский гос. техн. университет, 2004.– 158 с.
3. Доценко С.Ф., Иванов В.А. Волны-убийцы / Серия: Современные проблемы океанологии.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.– вып.1.– 44 с.
4. Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пушкарев О.В. Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 г. // Океанология.– 2003.– 43, № 6.– С.1-3.
5. Дивинский Б.В., Левин Б.В., Лопатухин Л.И., Пелиновский Е.Н., Слюняев А.В. Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование // Докл. РАН.– 2004.– 395, № 5.– С.690-695.
6. Кузнецов С.Ю., Сапрыкина Я.В., Косьян Р.Д., Пушкарев О.В. Механизм образования экстремальных штормовых волн на Черном море // Докл. РАН.– 2006.– 408, № 1.– С.108-112.
7. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Под ред. Л.И.Лопатухина, А.В.Бухановского, С.В.Иванова, Е.С.Чернышевой.– С.-Пб.: Российский морской регистр судоходства, 2006.– 452 с.

8. Доценко С.Ф., Иванов В.А., Побережный Ю.А. Волны-убийцы в северо-западной части Черного моря // Доп. НАН України.– 2009.– № 9.– С.113-117.
9. Guedes S.C., Cherneva Z., Antao E.M. Abnormal waves during Hurricane Camille // J. Geophys. Res.– 2004.– 109, C08.– P.1-7.
10. Pelinovsky E., Talipova T., Khariff C. Nonlinear-dispersive mechanism of freak wave formation in shallow water// Physica D.– 2000.– 147.– P.83-94.
11. Janssen P.A.E.M. Nonlinear four-wave interactions and freak waves // J. Phys. Oceanogr.– 2003.– 33.– P.863-884.
12. Dyachenko A.I., Zakharov V.E. Modulation instability of stokes wave --> freak wave // Письма в ЖЭТФ.– 2005.– 81, № 6.– С.318-322.
13. Dysthe K.B., Trulsen K. Note on breather type solutions of NLS as a model for freak waves // Physica Scripta.– 1999.– 82.– P.48-52.
14. Osborne A.R., Onorato M., Serio M. The nonlinear dynamics of rogue waves and holes in deep-water gravity wave trains // Phys. Lett.– 2000.– A275.– P.385-393.
15. Chalikov D. Freak waves: their occurrence and probability // Phys. of Fluids.– 2009.– 21, 076602.– doi:10.1063/1.3175713.– 18 p.
16. Kuznetsov S., Saprykina Y. Fine structure and peculiarities of wave spectra with Benjamin-Feir instability / Proc. of the Rogue Waves 2008 Workshop. Oct.13-15, 2008, Brest, France.– 2009.– P.99-108. http://www.ifremer.fr/web-com/stw2008/rw/Proceedings_Rogue_Waves_2008.pdf
17. Saprykina Y., Kuznetsov S. Nonlinear mechanisms of formation of wave irregularity on deep and shallow water / Proc. 31th Intern. Conf. on Coastal Eng. Eds by J.McKee, J.Smith.– World Scientific, 2009.– v.1.– P.357-369.
18. Onorato M., et al Statistical properties of directional ocean waves: the role of modulation instability in the formation of extrem events // Phys. Rev. Lett.– 2009.– 102, 114502.– P.4.
19. Onorato M., Osborne A.R., Serio M. Modulation instability and non-Gaussian statistics in experimental random water wave tank // Phys. of Fluids.– 2005.– 17, 078101.
20. Johnson D. DIWASP, a directional wave spectra toolbox for MATLAB®: User Manual / Research Report WP-1601-DJ.– Perth, Australia: Centre for Water Research, University of Western Australia, 1999.– 16 p.
21. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Phil. Trans. Royal Soc. Lond.– 1985.– A315.– P.509-562.
22. Hanson J.I., Phillips O.M. Wind sea growth and dissipation in the open ocean // J. Phys. Oceanogr.– 1999.– 29.– P.1633-1647.
23. Phillips O.M. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves // J. Fluid Mech.– 1985.– 156.– P.505-531.
24. Badulin S.I., Korotkevich A.O., Resio D., Zakharov V.E. Wave-wave interactions in wind-driven mixed seas / Proc. of the Rogue Waves 2008 Workshop. Oct.13-15, 2008, Brest, France.– 2009.– P.77-86. http://www.ifremer.fr/web-com/stw2008/rw/Proceedings_Rogue_Waves_2008.pdf

Материал поступил в редакцию 15.10.2010 г.