

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Е.С. Нестеров

Экстремальные волны в океанах и морях

Москва

2015

УДК 551.466
ББК 26.221
Н56

Рецензент:
доктор географических наук, профессор В.М. Грузинов

Н56 Нестеров Е.С. Экстремальные волны в океанах и морях. – М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2015. – 64 с.

ISBN 978-5-91070-065-3

В пособии обобщены сведения о наблюдениях экстремальных волн в океанах и морях, приводятся вероятностные характеристики экстремальных волн. Исследуется роль атмосферных синоптических процессов в формировании экстремального волнения в Северной Атлантике, описывается динамика зон опасного волнения. Приводятся примеры численного моделирования штормового волнения в океанах и морях.

Для специалистов в области физики океана, преподавателей, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

Measurements of extreme waves in the oceans and seas are generalized, probability characteristics of extreme waves are presented. The role of atmospheric synoptic processes in formation of extreme waves in Northern Atlantic is investigated, dynamics of dangerous waves is described. Examples of numerical modeling of storm waves in the oceans and seas are presented.

For experts in physics of an ocean, teachers, post-graduates and students of corresponding specialties.

УДК 551.466
ББК 26.221

ISBN 978-5-91070-065-3

© Гидрометеорологический научно-исследовательский
центр Российской Федерации, 2015

Введение

Прогноз ветрового волнения представляет большой интерес для мореплавания, рыболовства, гидротехнического строительства, добычи нефти и газа на шельфе и других видов морской деятельности. Наиболее важен прогноз аномально больших ветровых волн, высота которых может превышать 20 м. В последние годы подобные волны стали регистрироваться чаще, в том числе в результате использования спутниковой альтиметрии.

Аномально высокие волны измерялись самописцами волнения на судах (ship borne wave recorders, SBWR), а также на буйах и платформах. В качестве примера можно привести измерения с помощью SBWR волн высотой 18,5 м в восточной части Северной Атлантики в феврале 2000 г. и высотой 15,5 м в Норвежском море в ноябре 2001 г. Измерения на заякоренных буйах регистрировали волны высотой 16,9 и 14,6 м в западной части Северной Атлантики в октябре 1991 г. и высотой 18,3 м в восточной части Северной Атлантики в декабре 2007 г. Волна высотой 12,3 м была зафиксирована в Черном море в феврале 2003 года.

В настоящее время наиболее полная информация об экстремальных волнах, по-видимому, содержится в базе данных GlobWave, которая включает измерения высоты волн более 12 м в Мировом океане по данным альтиметрии со спутников ERS 1/2, Envisat, Topex-Poseidon, Jason 1/2, Geosat за период с августа 1991 по март 2010 г. За указанный период было зарегистрировано 5256 волн с высотой более 12 м, из которых 1046 имели высоту более 14 м и 185 – более 16 м.

В связи с регистрацией аномально высоких волн возрос интерес к так называемым волнам-убийцам, под которыми чаще всего понимают волны, высота которых более, чем в 2 раза, превышает значимую высоту волн (среднюю высоту одной трети самых высоких волн в выборке). Если «классические» высокие волны, возникающие в результате сильных штормов, могут быть предсказаны с помощью современных волновых моделей, то прогноз волн-убийц представляет большую проблему, поскольку теория их возникновения еще только разрабатывается. Вместе с тем Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) начал с июня 2008 г. выпуск в оперативном режиме прогнозов вероятности возникновения волн-убийц.

В настоящее время климатические характеристики волнения в Мировом океане (в том числе в районах, где почти нет наблюдений) рассчитываются с использованием методов и

технологий гидродинамического и вероятностного моделирования. Параметры волнения рассчитываются по численным моделям за непрерывный период в несколько десятков лет. Атмосферным форсингом для таких расчетов служит информация реанализа метеорологических полей (атмосферного давления, поля ветра и др.), полученная с использованием атмосферных моделей.

Далее для статистической оценки, например, экстремальных характеристик волнения, возможных 1 раз в 50 или 100 лет, используется система стохастических моделей, описывающих изменчивость полей волнения на масштабах от синоптического до межгодового. Значения экстремумов экстраполируются на заданный временной интервал на основе метода Монте-Карло. С использованием указанного подходы созданы справочники нового поколения по волновому климату морей и океанов.

В данном пособии обобщены сведения о наблюдениях экстремальных волн в океанах и морях, приводятся вероятностные характеристики экстремальных волн, описаны примеры численного моделирования штормового волнения.

ГЛАВА 1

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ВОЛНЫ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

1.1. Климатические характеристики экстремального волнения в океанах и морях

Распределение высот волн в океанах и морях определяется в основном особенностями ветрового режима. Наиболее благоприятные ветровые условия для развития экстремальных волн создаются в субантарктических водах Индийского, Атлантического и Тихого океанов, где в течение всего года дуют штормовые ветры западного направления (так называемые «ревущие 40-е широты») [31]. По оценкам, в этих районах высоты волн могут достигать 30 м и более. В Северной Атлантике отмечаются две области максимальных высот волн. Одна расположена в северо-восточной части, где по данным судовых наблюдений высоты волн могут достигать 18 м и более, другая – в юго-западной части, где высоты волн могут достигать 16 м.

В северной части Тихого океана также отмечается две зоны штормового волнения: одна к востоку от Японии, а вторая к западу от Канады. В первой из них во время зимних штормов высота волн достигала 18 м, а во второй – более 22 м.

В северной части Индийского океана и в Аравийском море волнение тесно связано с действием муссонных ветров. Поэтому наибольшие размеры волн наблюдаются здесь в июле-августе в период действия юго-западного муссона. Волны высотой до 30–35 м могут формироваться в зонах действия мощных атмосферных вихрей – тропических циклонов.

В настоящее время климатические характеристики волнения в Мировом океане (в том числе в районах, где почти нет наблюдений) рассчитываются с использованием методов и технологий гидродинамического и вероятностного моделирования [23, 32]. Параметры волнения (в том числе экстремального) рассчитываются по численным моделям за непрерывный период в несколько десятков лет. Атмосферным форсингом для таких расчетов служит информация реанализа метеорологических полей (атмосферного давления, поля ветра и др.), полученная с использованием атмосферных моделей [61, 64].

Для статистической оценки, например, экстремальных характеристик волнения, возможных 1 раз в 50 или 100 лет, используется система стохастических моделей, описываю-

щих изменчивость полей волнения на масштабах от синоптического до межгодового. Значения экстремумов экстраполируются на заданный временной интервал на основе метода Монте-Карло.

С использованием указанного подходы созданы справочники нового поколения по волновому климату морей и океанов [3, 34–38]. В качестве примера на рис. 1.1 приведена карта максимальной высоты и среднего периода волн 1%-й режимной обеспеченности в Северной Атлантике для зимнего периода (январь-март) [3]. Из карты видно, что наибольшие волны зимой наблюдаются в поясе 55–60° с. ш.

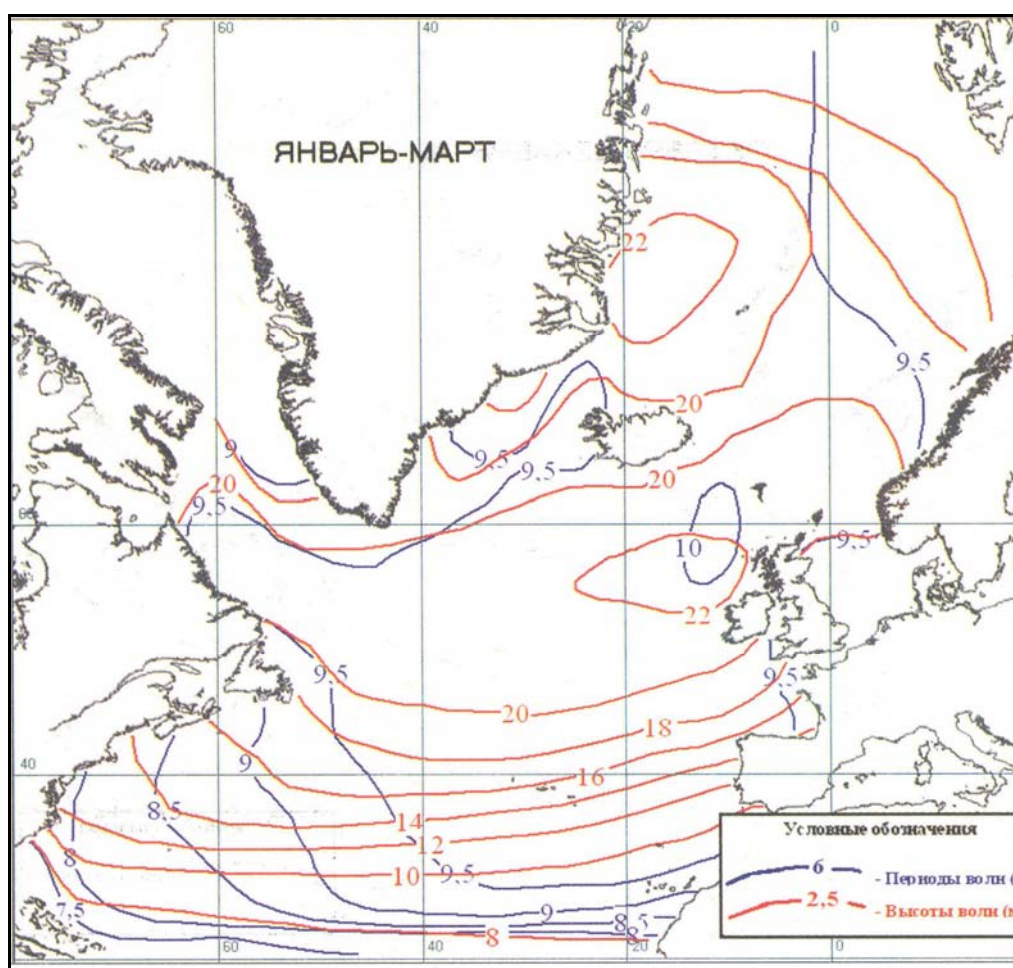


Рис. 1.1. Максимальная высота и средний период волн 1%-й режимной обеспеченности в Северной Атлантике (январь-март).

Расчет высоты экстремальных волн был произведен по методу POT (Peak Over Threshold) – метод «Пики-Выше-Порога». В качестве максимальной высоты была принята самая большая наиболее вероятная высота волны из тысячи волн, проходящих через фиксированную точку океана. Эта высота в 2,96 раза больше средней.

На основе данных судовых наблюдений за период с 1981 по 2000 г. в Институте океанологии РАН был создан Атлас экстремального волнения Мирового океана по десятилетиям [10, 31]. В качестве примера на рис. 1.2 приведена карта распределения значительных высот волн 1%-й обеспеченности для января за период 1990–1999 гг.

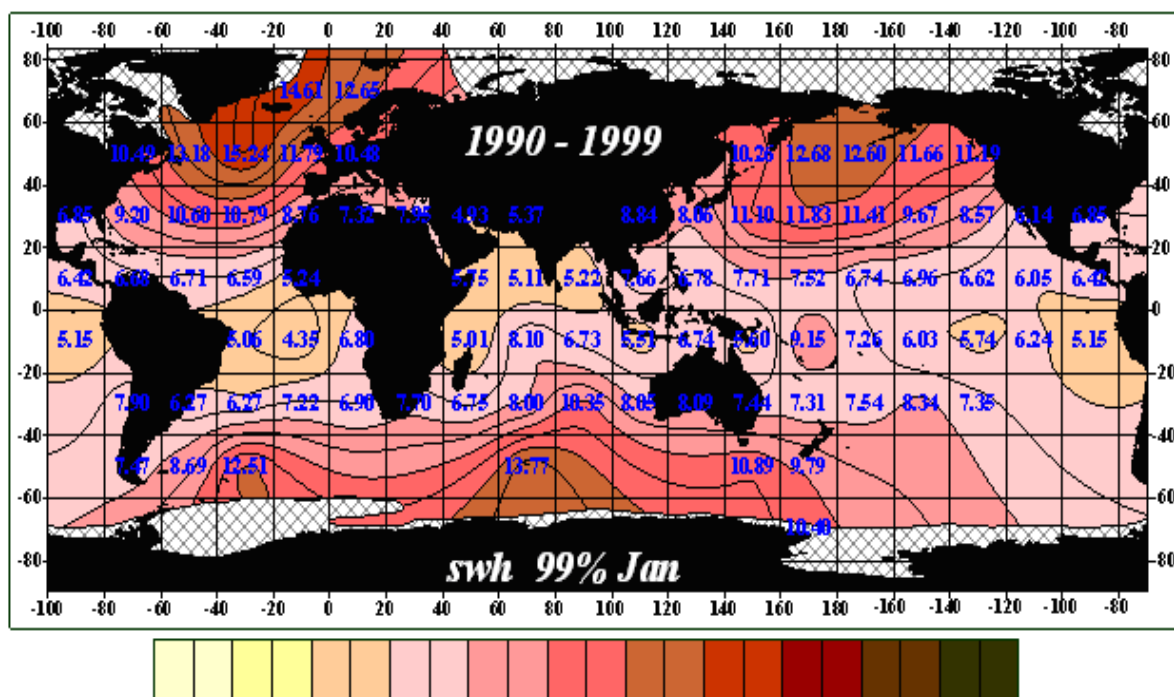


Рис. 1.2. Распределение экстремальных значительных высот волн 1%-й обеспеченности в январе за период 1990–1999 гг.

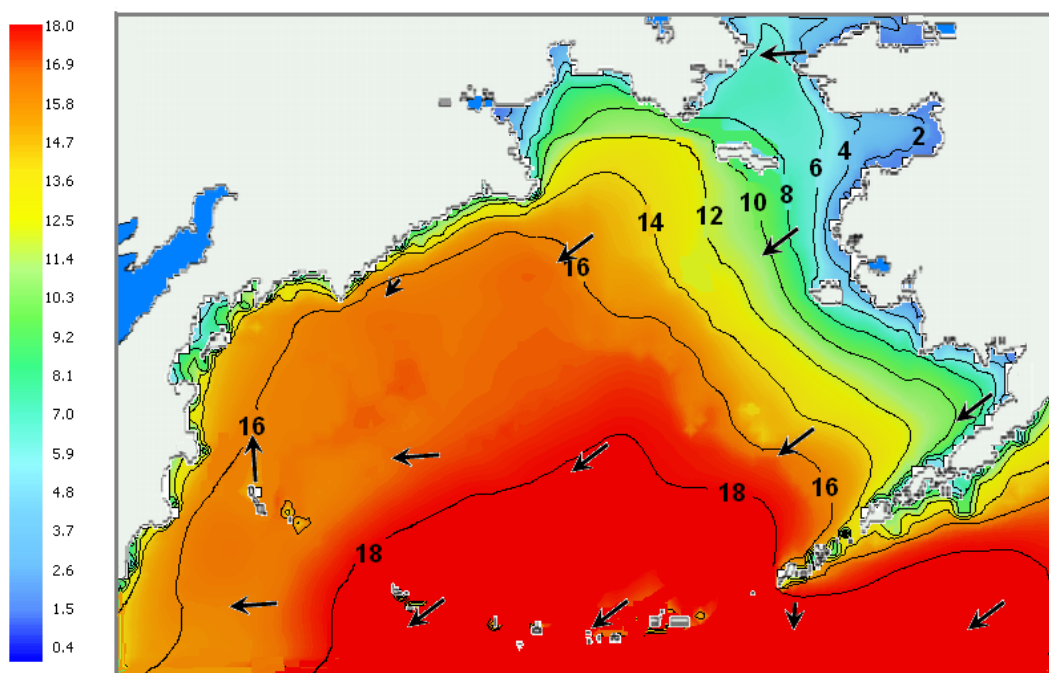
Анализ карт атласа показывает, что наиболее штормовыми районами в Мировом океане являются Северная Атлантика, северная часть Тихого океана и 40-е широты южного полушария. Интенсивность волнения в отдельные десятилетия различна, что, по-видимому, связано с активностью циклонической деятельности. Десятилетиями с наибольшей штормовой активностью являются в Северной Атлантике – 1969–1979 гг., в северной части Тихого океана – 1990–1999 гг., в 40-х широтах южного полушария – 1980–1989 гг.

В справочниках нового поколения для расчета высоты экстремальных волн в морях используется метод BOULVAR (БУЛЬВАР) – метод квантильной функции, основанный на использовании комплекса стохастических моделей в воспроизводстве синоптической, годовой и межгодовой изменчивости характеристик волнения.

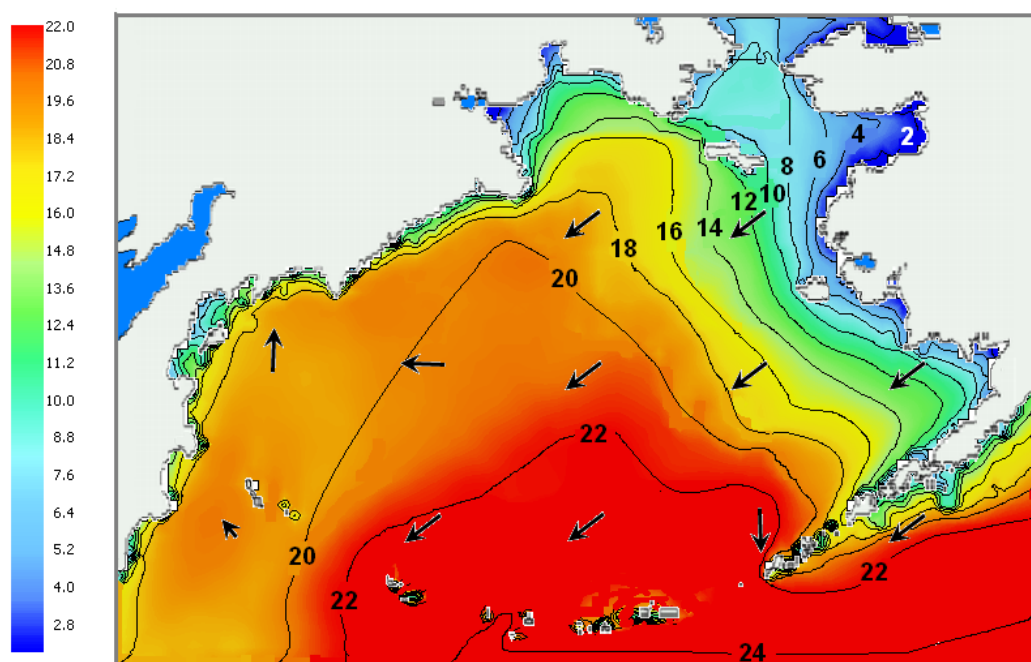
На рис. 1.3 приведены карты высоты волн 3%-й обеспеченности в Беринговом море, возможные 1 раз в 10 и 100 лет [37]. Видно, что максимальное волнение наблюдается в юж-

ной части моря. В этой части моря наибольшие волны 1 раз в 10 лет могут иметь высоту более 18 м и 1 раз в 100 лет – более 24 м.

В табл. 1.1 приведены оценки экстремальных скоростей ветра и высот волн 3 и 0,1%-й обеспеченности, полученные в результате расчетов по гидродинамическим моделям с последующим вероятностным анализом данных [23]. Оценки получены для наиболее штормовых районов морей в зимний период.



а)



б)

Рис. 1.3. Высоты волн 3%-й обеспеченности (м), возможные 1 раз в 10 лет (а) и 1 раз в 100 лет (б).

По данным табл. 1.1, раз в 100 лет на южных морях России (Азовское, Каспийское, Черное) самые большие скорости ветра и высоты волн могут возникать на Каспийском море (34,3 м/с и 17,3 м соответственно), на северных морях (Баренцево, Белое, Карское) – на Баренцевом море (37,8 м/с и 26,8 м), на дальневосточных морях (Берингово, Охотское, Японское) – на Беринговом море (46,1 м/с и 31,0 м).

Таблица 1.1

Оценки экстремальных скоростей ветра и высот волн на морях

Море	Скорость ветра, м/с		Высота волн, м			
	1 раз в 50 лет	1 раз в 100 лет	1 раз в 50 лет		1 раз в 100 лет	
			3 %-ной	0,1 %-ной	3 %-ной	0,1 %-ной
Азовское	28,2	29,2	3,0	4,0	3,1	4,1
Балтийское	33,0	33,4	12,1	16,7	12,7	17,5
Баренцево	36,2	37,8	18,1	25,5	19,0	26,8
Белое	36,1	37,4	9,1	12,3	9,5	12,8
Берингово	44,3	46,1	21,0	29,4	22,1	31,0
Каспийское	32,9	34,3	11,5	16,1	12,3	17,3
Карское	31,9	33,6	10,3	14,3	11,1	15,4
Охотское	37,7	39,1	19,6	27,5	21,7	30,6
Северное	41,3	43,0	19,8	27,8	20,6	28,9
Средиземное	31,4	32,3	14,0	19,5	14,6	20,4
Черное	32,3	33,4	9,7	13,6	10,4	14,6
Японское	35,5	37,0	16,8	23,6	17,9	25,1

Интересно отметить, что в период с 1952 по 1987 г. в Каспийском море наблюдалось 12 экстремальных штормов, в 9 из которых скорость ветра достигала 30 м/с и более [8]. В двух штормах максимальная скорость ветра была 34 м/с и еще в двух – 40 м/с. В двух последних случаях максимальная высота волн составляла 11 и 12 м.

1.2. Экстремальные волны в Мировом океане по данным наблюдений

Самым древним способом регистрации экстремальных волн в открытом море или океане являются визуальные судовые наблюдения. Но поскольку суда стараются избегать штормовых условий, то такие наблюдения неравномерны и их точность невысока. Данные судовых наблюдений могут быть использованы для изучения аномальных волновых явлений в Мировом океане только после тщательной проверки и всестороннего контроля.

Наиболее полным массивом визуальных наблюдений над волнением является архив ICOADS. Информация этого архива использовалась в [10] для анализа экстремального волнения в Мировом океане. Рассматривались ветровые волны и зыбь высотой более 15 м за период с 1950 по 2006 г. Оказалось, что для распределения максимальных высот ветрового волнения и максимальных высот зыби характерна бимодальная структура: первый максимум

вероятностей приходится на высоту волн от 16 до 18 м, второй на высоту 20–21 м. Для выяснения природы этой бимодальности требуются дополнительные исследования.

В настоящее время наиболее полная информация об экстремальных волнах, по-видимому, содержится в базе данных GlobWave [43], которая включает измерения высоты волн более 12 м в Мировом океане по данным альтиметрии со спутников ERS-1/2, Envisat, Topex Poseidon, Jason-1/2, Geosat за период с августа 1991 по март 2010 г.

За указанный период было зарегистрировано 5256 волн с высотой более 12 м, из которых 1046 (19,9 %) имели высоту более 14 м и 185 (3,5 %) более 16 м (табл. 1.2). Из 5256 случаев 26 % относится к акватории Северной Атлантики. Из 17 случаев высоты волн более 18 м 10 относится к Северной Атлантике, 4 – к северной части Тихого океана и 3 – к остальной части Мирового океана. Получено, что в среднем в Мировом океане происходит 5 штормов в год с высотой волн более 16 м. При нормировании на размер бассейна Северная Атлантика имеет наибольшую частоту возникновения глубоких циклонов и экстремальных волн.

Таблица 1.2

Экстремальные волны в Мировом океане в 1991–2010 гг.

Акватория Мирового океана	Высота волн		
	> 16 м	> 14 м	> 12 м
Северная Атлантика	65	310	1345
Северная часть Тихого океана	34	222	992
Южная Атлантика	6	58	350
Южная часть Тихого океана	15	138	891
Южная часть Индийского океана	65	318	1678
Всего	185	1046	5256

На рис. 1.4 приведено распределение волн высотой более 12, 14 и 16 м.

Помимо спутниковой альтиметрии аномально высокие волны измерялись самописцами волнения на судах (ship borne wave recorders, SBWR), а также на буйах и платформах. В качестве примера можно привести измерения с помощью SBWR волн высотой 18,5 м в восточной части Северной Атлантики в феврале 2000 г. [52] и высотой 15,5 м в Норвежском море в ноябре 2001 г. [65]. Измерения на заякоренных буйах регистрировали волны высотой 16,9 и 14,6 м в западной части Северной Атлантики в октябре 1991 г. [44] и высотой 18,3 м в восточной части Северной Атлантики в декабре 2007 г. [42]. В табл. 1.3 обобщены сведения об измерениях экстремальных волн в Черном, Северном и Японском морях [12, 13, 23].

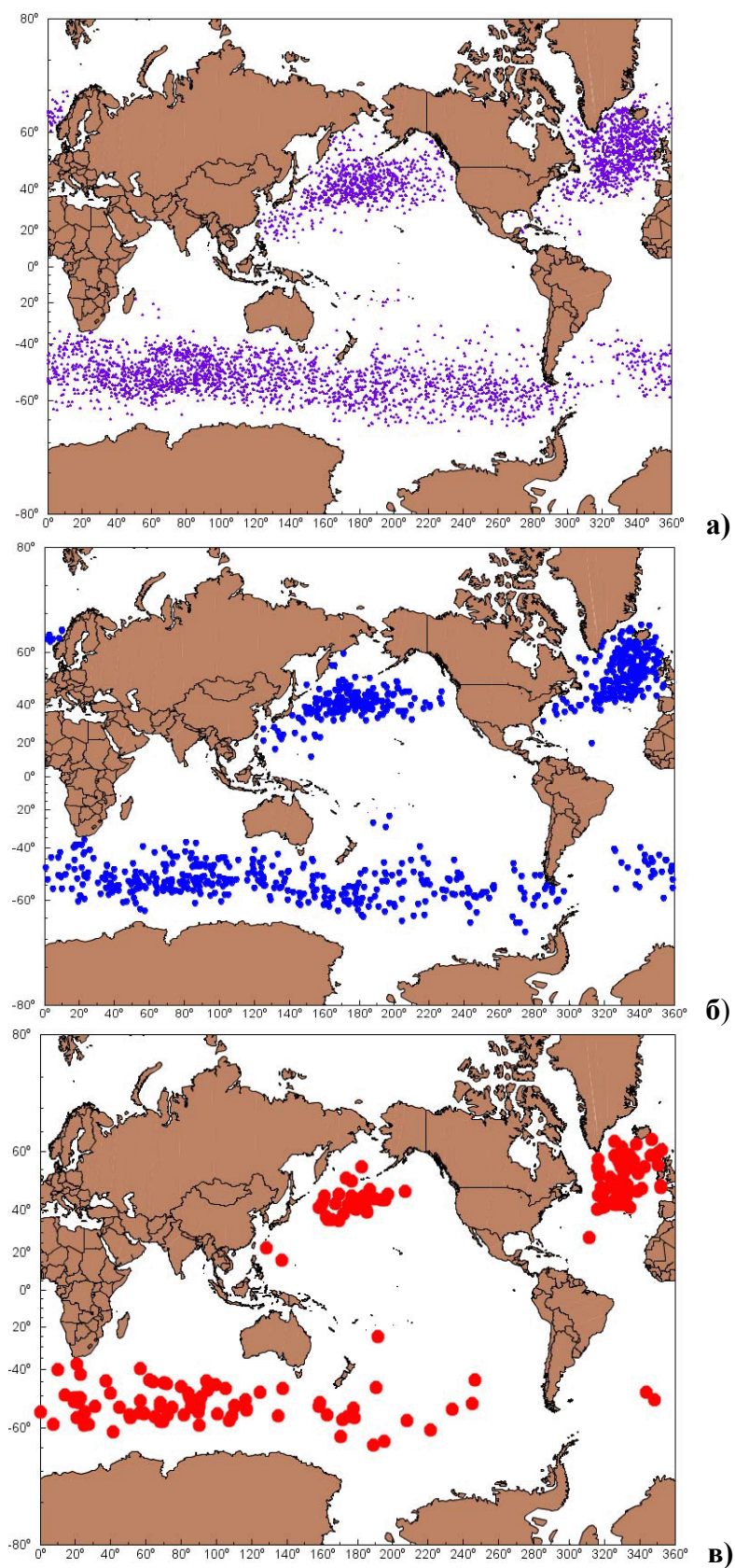


Рис. 1.4. Распределение волн высотой более 12 м (а), 14 м (б) и 16 м (в) в Мировом океане в 1991–2010 гг. по данным спутниковых наблюдений.

В связи с регистрацией аномально высоких волн возрос интерес к так называемым волн-убийцам (в англоязычной литературе freak или rogue waves), под которыми чаще всего понимают волны, высота которых более чем в 2 раза превышает значимую высоту волн (среднюю высоту одной трети самых высоких волн в выборке) [4, 40]. Эти волны могут образовываться даже при отсутствии сильного ветра. Если «классические» высокие волны, возникающие в результате сильных штормов, могут быть предсказаны с помощью современных волновых моделей, то прогноз волн-убийц представляет большую проблему, поскольку теория их возникновения еще только разрабатывается [5, 20, 23, 46]. Вместе с тем, Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) начал с июня 2008 г. выпуск в оперативном режиме прогнозов вероятности возникновения волн-убийц [40].

Таблица 1.3

Экстремальные волны в Черном, Северном и Японском морях

Место и способ измерения	Дата	Высота волны, м
<i>Черное море</i>		
Буй «Waverider»	16.12.2000	9,2
Буй «Waverider»	22.11.2001	10,3
Буй «Waverider»	01.02.2003	12,3
<i>Северное море</i>		
Платформа «Ecofisk»	01.01.1995	25,6
Платформа «North Alwyn»	20.11.1997	18,2
Платформа «Gorm platform»	17.11.1984	13,5
Датская часть Северного моря	24.11.1981	16,2
<i>Японское море</i>		
Буй «Yura Harbor»	24.11.1987	11,0
Буй «Yura Harbor»	17.12.1987	14,7
Буй «Yura Harbor»	09.01.1988	10,4
Буй «Yura Harbor»	02.02.1988	14,2
Буй «Yura Harbor»	14.12.1988	11,2

Исследование природы возникновения волн-убийц выходит за рамки данного пособия. Вместе с тем приведем результаты некоторых исследований. В [18] на основе изучения экстремального волнения в Черном море высказано предположение, что основным механизмом формирования волн-убийц является нелинейная модуляционная неустойчивость Бенджамина-Фейра. Проблема состоит в том, что до сих пор неясно, какие именно ситуации в атмосфере и океане приводят к реализации этой неустойчивости. Возможно, это связано с тем, что процесс развития неустойчивости протекает очень быстро.

На основе анализа данных натурных наблюдений, лабораторных экспериментов и численного моделирования выдвинута гипотеза, что волны-убийцы формируются в штормовых ситуациях, когда происходит усиление локальным ветром зыби, распространяющейся примерно в направлении ветра. При этом в системе волн зыби реализуется неустойчивость Бенджамина-Фейра.

В [14] на основе измерений с платформы в северо-западной части Черного моря в декабре 2000 г. – январе 2001 г. выделены 67 случаев образования волн-убийц различной высоты. Волны обладали заметной асимметрией: их передние склоны, как правило, были круче задних, а предшествующая и следующая за волной-убийцей подошва волны отличалась по глубине и ширине. Выделены две наиболее характерные ситуации. В первой из них возникновение волны-убийцы сопровождается значительными изменениями направления скорости ветра, во второй – предшествующим ветровым режимом с почти постоянным направлением скорости ветра.

В [23] приведены основные факторы формирования волн-убийц, которые условно можно разделить на две группы: внешние и внутренние. К внешним относятся гидрометеорологические и топографические факторы, к внутренним – особенности распространения ветровых волн, в частности зависимость фазовой скорости от частоты (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Основные факторы образования волн-убийц

Внешние факторы	Внутренние факторы
Взаимодействие волн со встречным течением	Частотная модуляция случайной волновой поверхности
Фокусировка групп волн и их взаимодействие	Генерация частотно-модулированных волновых пакетов
Рефракция вокруг мелководий или над наклонным дном	Совместный эффект волновых взаимодействий четвертого и пятого порядков
Волновые каустики из-за дифракции за островами и полуостровами	Нелинейность более чем третьего порядка
Крутые волны при развивающемся волнении, особенно при усилении ветра	Пространственно-временная фокусировка, нелинейная фокусировка (неустойчивость Бенджамина-Фейра)
Пересечение волнения от различных направлений и (или) системы волн с противоположным направлением	Одновременный приход в одну точку нескольких гребней
Естественные колебания энергии волн с периодом более 20 минут	Влияние углового распределения волн

Время жизни волн-убийц может ограничиваться несколькими десятками секунд, поэтому в прогностическом плане возможна лишь оценка вероятности их появления, что и реализовано в ЕЦСПП [40].

В [48] обобщены измерения характеристик волнения на платформах в Северном море, Мексиканском заливе, Южно-Китайском море и на северо-западном шельфе Австралии в 1969–2008 гг. Глубина установки платформ изменяется от 8 до 1311 м. База данных содержит измерения 122 млн индивидуальных волн, из которых 3649 определены как волны-убийцы по стандартному критерию: высота волны должна превышать значимую высоту волн более, чем в 2 раза. Наибольшее количество волн-убийц зафиксировано в центральной и южной частях Северного моря. Максимальная высота волн в базе данных – 25,5 м.

Исследование механизмов формирования волн-убийц в этой работе не выявило каких-либо зависимостей от ветрового волнения, волн зыби, ветра и течений. На основе вейвлетного анализа было получено, что волны-убийцы вызываются в основном локальными эффектами, в частности тем, что большое количество частотных компонент находятся в фазе друг с другом (фокусировка). Это соответствует одному из механизмов в табл. 1.4.

В [56] в основном из средств массовой информации собраны сведения о волнах-убийцах за период 2006–2010 гг. Рассматривались только случаи с повреждением судов или с человеческими жертвами. Для идентификации волн-убийц использовался критерий о превышении значимой высоты волн более, чем в 2 раза. Значимая высота волн оценивалась по данным спутниковой альтиметрии.

Районы возникновения волн-убийц были условно разделены на 3 зоны: глубоководную (с глубиной более 50 м), мелководную (с глубиной менее 50 м), и прибрежную (зону у берега, где неожиданно возникали экстремально высокие волны). Всего было рассмотрено 131 событие с экстремальными волнами, из которых было отобрано 78 случаев, удовлетворяющих принятому критерию (рис. 1.5). Из них 9 случаев пришлось на глубоководную зону, 30 на мелководную и 39 на прибрежную.

Максимальная волна высотой 21 м повредила контейнеровоз «Westwood Pomona» 12.11.2006 г. в глубоководной зоне Тихого океана. Всего за рассматриваемый период погибло 7 судов (все в мелководной зоне) и 19 было повреждено (из них 14 в мелководной зоне и 5 в глубоководной). Погибло 131 человек (79 в мелководной зоне, 46 в прибрежной и 6 в глубоководной). Таким образом, наибольшую опасность волны-убийцы представляют в мелководной и прибрежной зонах.

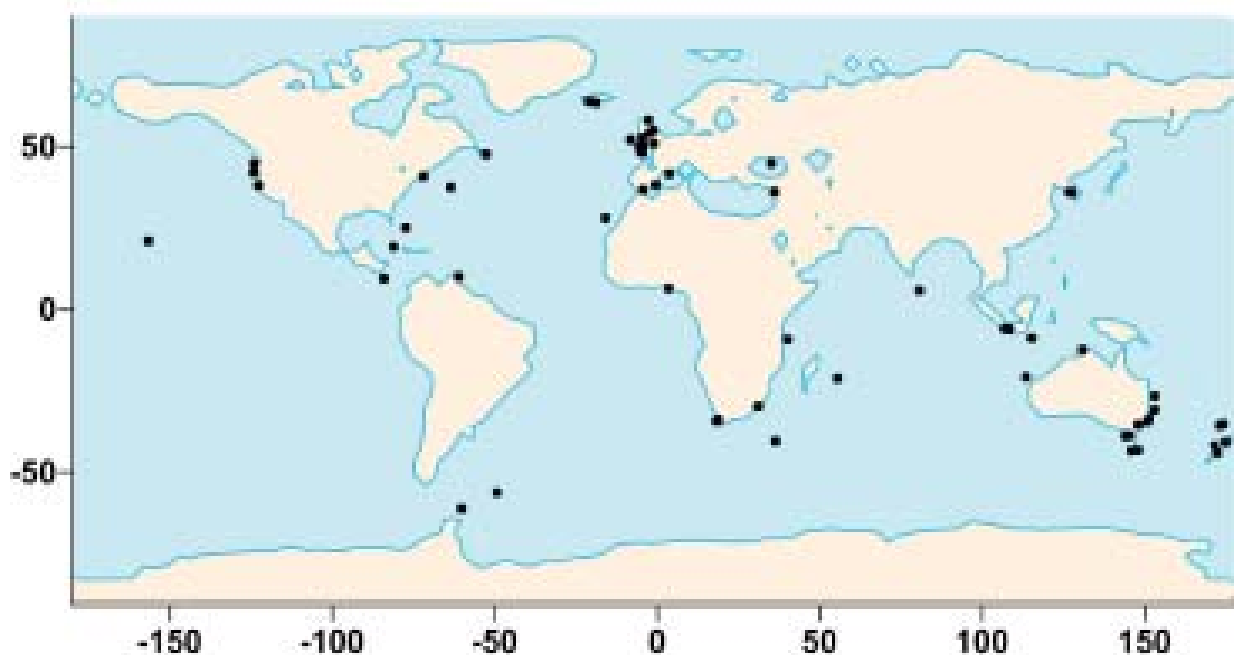


Рис. 1.5. Распределение волн-убийц в 2006–2010 гг. [56].

1.3. Экстремальные волны в Северной Атлантике

На основании данных [26,43] была составлена сводная таблица характеристик циклонов и волн высотой более 14 м в Северной Атлантике за период с 1993 по 2011 гг. (табл. 1.5). Данные в таблице ранжированы по высоте волн. В рассматриваемом ряду наиболее часто встречаются волны с высотой от 14 до 15 м и от 17 до 18 м (рис. 1.6 а). Наиболее часто экстремальное волнение вызывается глубокими циклонами с давлением в центре от 940 до 960 гПа (рис. 1.6 б). Среднее значение индекса САКс (0,48) свидетельствует о том, что абсолютное большинство экстремальных волн (74 % случаев) возникает при положительной фазе САК, что также подтверждается данными гистограммы (рис. 1.6 в).

По данным табл. 1.5, коэффициент корреляции высоты волн с давлением в центре циклонов составил -0,51, а с индексом САКс – 0,31. Коэффициент корреляции давления с САКс равен -0,38. Это означает, что чем сильнее развита положительная фаза САК, тем более глубокими формируются циклоны, которые вызывают более экстремальное волнение.

**Характеристики циклонов и экстремальных волн в Северной Атлантике
в 1993–2011 гг.**

№ п/п	Дата	Координаты центра циклона	Способ (платформа) измерения	САКс	Высота волны (м)	Миним. дав- ление в центре циклона, гПа
1	10.02.2007	48 °с.ш., 33 °з.д.	Geosat	-0,16	20,2	963
2	9.02.2007	49 °с.ш., 19 °з.д.	Jason1	-0,05	19,2	951
3	2.02.1995	51 °с.ш., 33°з.д.	Topex	0,78	19,1	935
4	8.02.2000	58 °с.ш., 23°з.д.	Geosat	1,75	18,6	953
5	12.02.2003	48 °с.ш., 40°з.д.	Topex	0,78	18,3	949
6	8.12.2007	54 °с.ш., 20°з.д.	Буй 62108	1,40	18,3	968
7	26.11.2006	47 °с.ш., 27°з.д.	Geosat	0,85	18,2	947
8	10.03.2007	59 °с.ш., 25°з.д.	Jason1	1,12	18,1	945
9	10.01.1993	61 °с.ш., 07°з.д.	Topex	1,76	18,0	913
10	1.02.2002	60 °с.ш., 09°з.д.	Geosat	0,16	18,0	931
11	5.01.1996	42 °с.ш., 29°з.д.	Topex	-0,67	17,5	947
12	18.01.1994	59 °с.ш., 26°з.д.	Topex	0,72	17,4	951
13	16.01.2009	55 °с.ш., 43°з.д.	Jason1	0,44	17,3	947
14	24.12.1998	52 °с.ш., 37°з.д.	Topex	0,46	17,2	945
15	10.01.2000	62 °с.ш., 22°з.д.	Geosat	0,85	17,2	949
16	8.03.2003	47 °с.ш., 41°з.д.	Jason1	0,39	17,2	951
17	30.03.1994	54 °с.ш., 21°з.д.	Topex	1,82	17,0	941
18	10.03.2008	49 °с.ш., 08°з.д.	ERS2	1,00	17,0	943
19	28.12.1998	44 °с.ш., 34°з.д.	Topex	0,68	16,8	965
20	1.01.2007	46 °с.ш., 44°з.д.	Jason1	0,80	16,7	976
21	31.12.2000	45 °с.ш., 34°з.д.	Topex	-0,35	16,6	955
22	21.01.2002	42 °с.ш., 32°з.д.	Topex	-0,35	16,6	961
23	4.02.2011	61 °с.ш., 5°з.д.	Буй 64046	0,94	15,9	948
24	11.11.2001	66 °с.ш., 02°в.д.	SBWR	0,05	15,5	952
25	21.02.2007	48 °с.ш., 37°з.д.	Jason1	-0,25	15,1	952
26	24.03.2006	38 °с.ш., 42°з.д.	Jason1	-0,67	15,0	966
27	2.03.2004	57 °с.ш., 24°з.д.	Jason1	0,17	14,8	959
28	24.01.2002	45 °с.ш., 39°з.д.	Jason1	-0,23	14,7	972
29	12.02.2006	54 °с.ш., 30°з.д.	Jason1	0,34	14,6	960
30	23.01.2006	51 °с.ш., 50°з.д.	Jason1	0,21	14,4	958
31	14.01.2003	54 °с.ш., 24°з.д.	Jason1	0,52	14,3	974
32	13.01.2005	50 °с.ш., 41°з.д.	Jason1	0,39	14,3	966
33	30.12.2002	42 °с.ш., 39°з.д.	Jason1	-0,13	14,2	976
34	15.01.2002	51 °с.ш., 41°з.д.	Jason1	0,43	14,0	972
35	7.02.2002	55 °с.ш., 34°з.д.	Jason1	0,71	14,0	953
Среднее				0,48	16,6	954

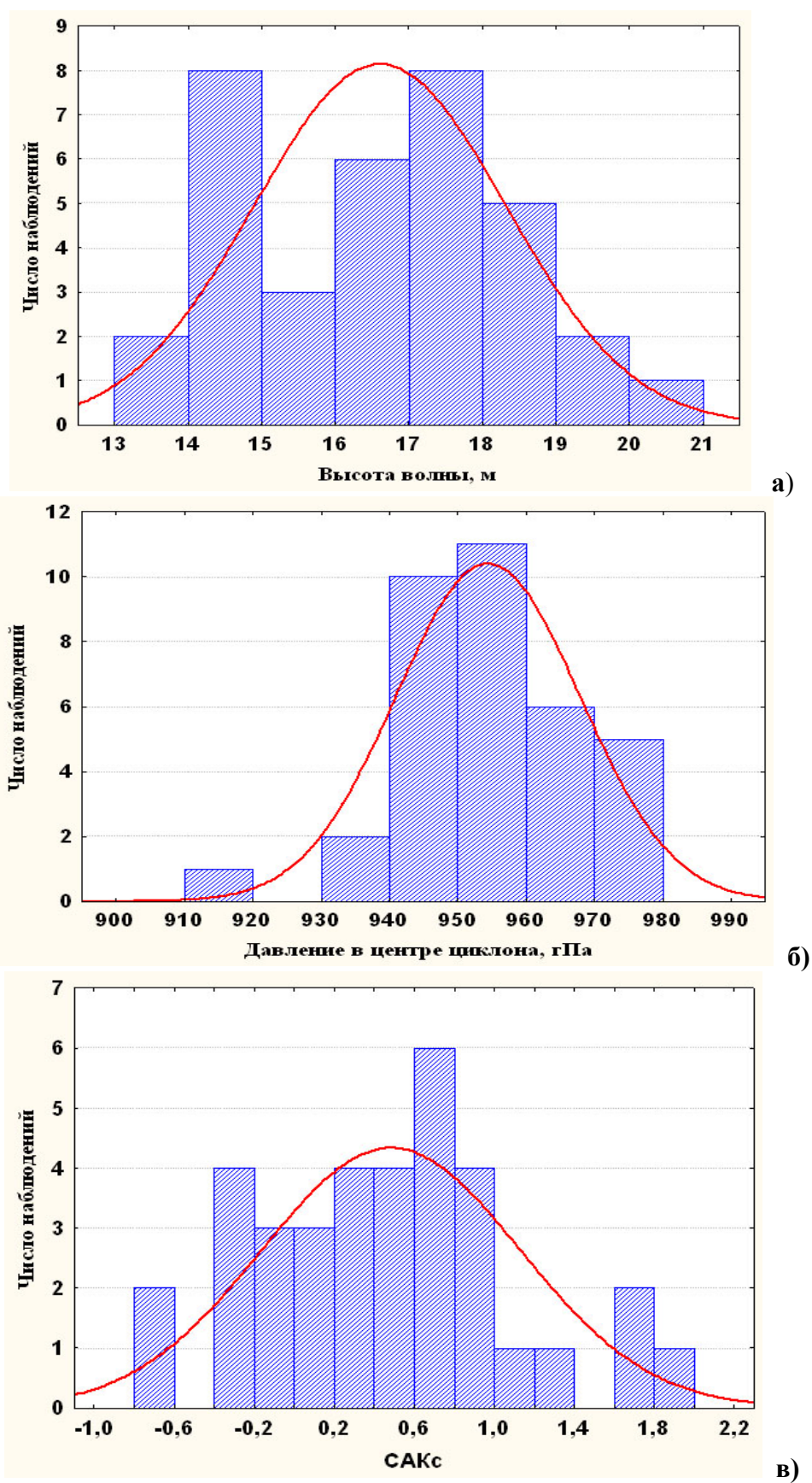


Рис. 1.6. Гистограммы высоты экстремальных волн (а), давления в центре циклона (б) и индекса САКс (в) в Северной Атлантике в 1993–2011 гг.

1.4. Синоптические процессы формирования экстремального волнения

Частично информация базы GlobWave использовалась в [26], где были проанализированы причины формирования экстремальных волн с высотой более 14 м в Северной Атлантике в период с 2002 по 2011 г. Было получено, что экстремальное волнение в Северной Атлантике в этот период в 81 % случаев формировалось под влиянием взрывных циклонов со скоростью заглубления более 1 гПа в час.

В [51] описан шторм Quirin в Северной Атлантике 13–14.02.2011 г., который был вызван последним из серии 4-х глубоких циклонов. Циклон, вызвавший Quirin, сформировался к югу от Ньюфаундленда, двинулся на северо-восток и быстро заглубился на 34 гПа за 24 ч, при этом скорость ветра увеличилась от 28 до 38 м/с. По данным альтиметрии спутника Jason-2, максимальная высота волн вдоль трека длиной 533 км составила 20,1 м, средняя высота волн вдоль трека была равной 16,2 м, что максимально за период 2002–2011 гг. Длина волн достигала 700 м, а период – 25 с. Максимальная скорость перемещения шторма составила 106,5 км/ч, а максимальная площадь акватории, где скорость ветра превышала 24,5 м/с, была более 500000 км². По оценкам, такие волны в Мировом океане возникают 1 раз в году [51].

По данным [43], все волны в Северной Атлантике высотой более 16 м сформировались под влиянием взрывных циклонов. Поэтому далее особенности взрывного циклогенеза будут рассмотрены более подробно.

Проблеме формирования взрывных циклонов посвящена обширная литература; результаты некоторых исследований обобщены в [27]. В [53, 54] на основе композитного анализа 42 взрывных циклонов в Сев. Атлантике были выявлены особенности циркуляции атмосферы, предшествующие циклогенезу. Среди них:

- отрицательная аномалия геопотенциала H500 над северной частью Тихого океана и положительная аномалия над западом Северной Америки;
- ложбина в средней тропосфере, которая обуславливает северо-западный перенос над центральной частью Северной Америки за 24–36 часов до заглубления циклона и пересекает восточное побережье Северной Америки в момент заглубления;
- адвекция холода из западной Канады в район циклогенеза.

Характерно, что композитный анализ 25 обычных циклонов не выявил указанных особенностей. Это указывает на возможность прогноза возникновения взрывных циклонов на основе мониторинга циркуляции атмосферы.

В [57] в качестве факторов, характеризующих развитие взрывного циклогенеза, рассматривались следующие параметры:

– параметр роста Иди (Eady) – мера бароклинности атмосферы, которая характеризует крупномасштабные условия потенциального развития циклонов;

– скорость ветра на 250 гПа – характеристика струйного течения, которая сильно влияет на развитие циклонов;

– дивергенция на 250 гПа – в областях интенсивной дивергенции к северу от струйного течения происходит быстрое развитие циклонов;

– потенциальная температура на 850 гПа – индикатор совместного влияния потоков скрытого и явного тепла, которые могут вносить вклад в развитие циклонов.

Было получено, что сильное углубление циклонов часто связано с экстремальными величинами перечисленных параметров. Также показано, что взрывные циклоны возникают наиболее часто при положительной фазе САК, что может объясняться большей областью с наиболее благоприятными условиями их развития, чем при отрицательной фазе. При положительной фазе САК эта область тянется от восточного побережья США к северной Европе, а при отрицательной фазе она находится в западной части Северной Атлантики. Чем больше величина индекса САКс, тем циклоны глубже, имеют большее время жизни и более длинную траекторию. Основная область возникновения взрывных циклонов – у восточного побережья США.

Отметим, что эти результаты согласуются с выводами, полученными выше на основе данных табл. 1.5. Для характеристики условий формирования циклона, вызвавшего максимальную высоту волны 20,2 м 10.02.2007 г., по данным реанализа NCEP/NCAR была получена композитная аномалия температуры воздуха на поверхности 850 гПа за период, предшествующий формированию взрывного циклона 8.02.2007 г. (рис. 1.7 а). Как видно из рисунка, быстрому углублению циклона предшествовал интенсивный вынос холодного воздуха с континента, что соответствует приведенным выше результатам. На рисунке также представлена траектория циклона (рис. 1.7 б) и фрагмент поля приземного давления при максимальном развитии циклона (рис. 1.7 в).

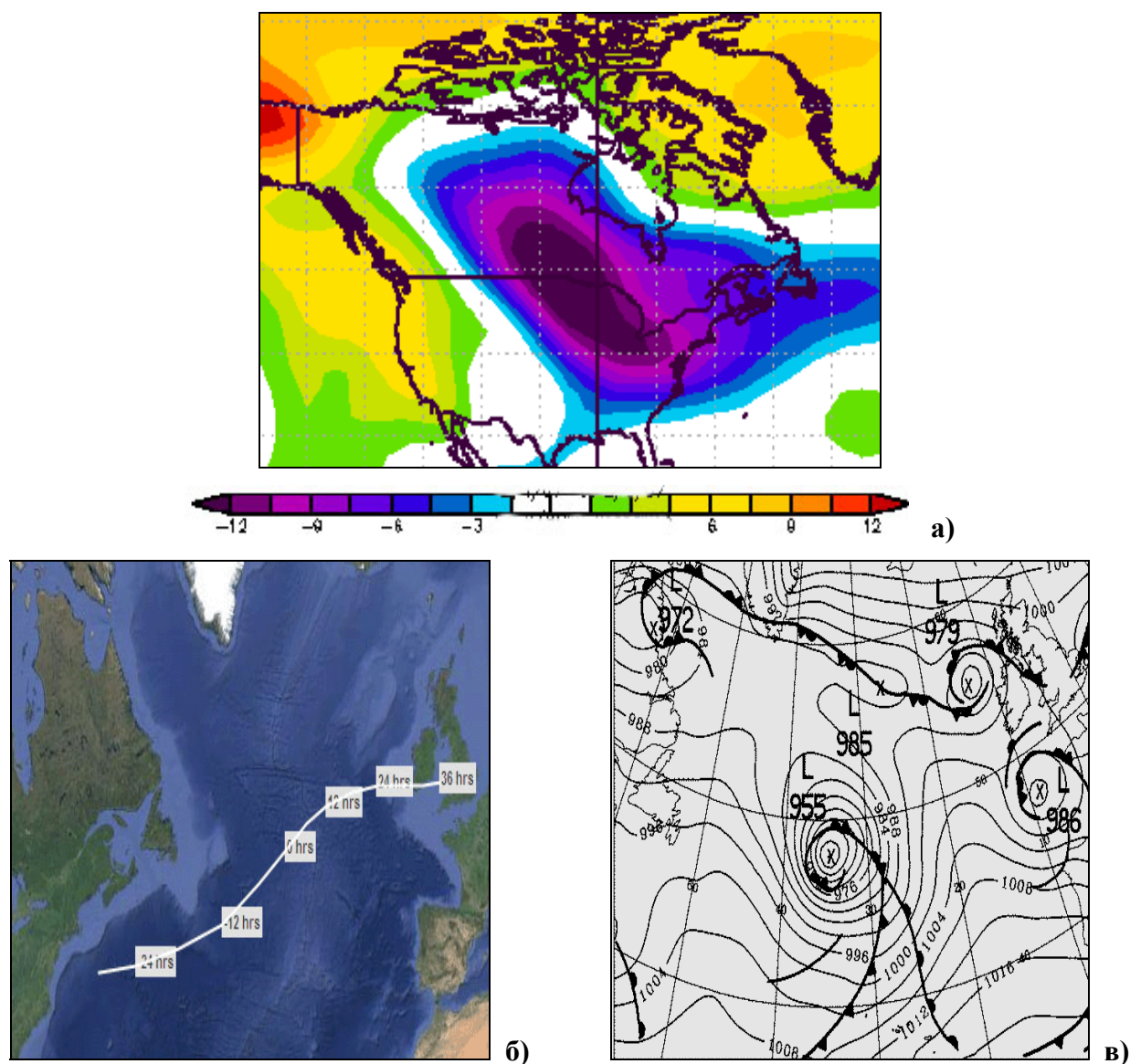


Рис. 1.7. Аномалия температуры (К) на поверхности 850 гПа 1–7.02.2007 г.(а), траектория циклона 8–10.02.2007 г. (б) и фрагмент поля приземного давления при максимальном развитии циклона 9.02.2007 г. (в). Цифры на траектории указывают положение циклона до стадии максимального развития (0 ч) и после нее.

В [26] было выполнено сравнение эволюции взрывного и обычного циклонов и вызываемого ими ветрового волнения. Более детальная модель развития и затухания взрывного циклона, который может вызвать волны высотой более 16 м, предложена в [43]. Модель включает 4 стадии.

I стадия (длительность 12–24 ч)

Начало бароклинной неустойчивости, которая вызывает быстрое заглубление циклона. Скорость ветра составляет 10–20 м/с. Высота волн зависит от предшествующего атмосферного воздействия.

II стадия (длительность ~24 ч)

Взрывное заглубление циклона. Для циклонов, вызывающих волны высотой более 16 м, заглубление обычно составляет около 33 гПа за 24 часа. Скорость ветра возрастает до 35–40 м/с. Высота волн растет.

III стадия (длительность ~12 ч)

Довольно короткая стадия максимальной интенсивности циклона с сохранением минимального давления в центре и максимальной скорости ветра. Высота волн продолжает медленно увеличиваться к максимальным значениям.

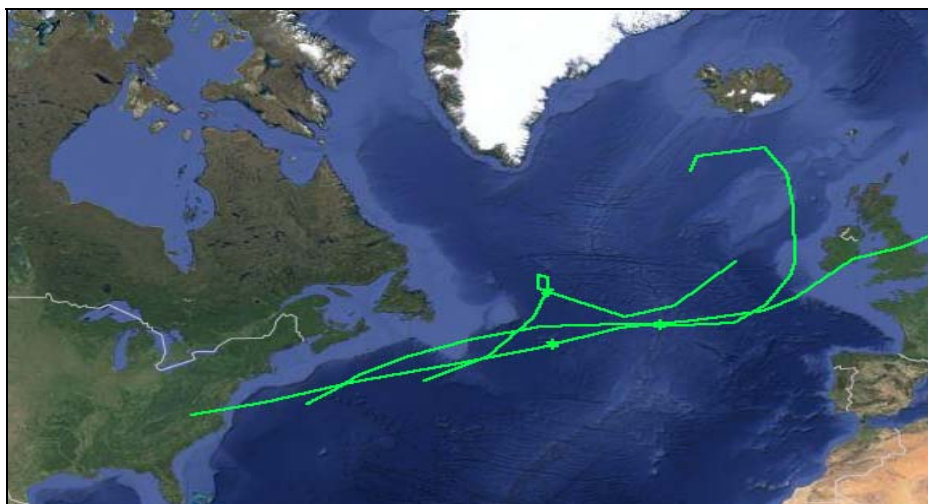
IV стадия (длительность 24–48 ч)

Стадия разрушения. Давление в центре циклона быстро растет, максимальные значения скорости ветра и высоты волн быстро уменьшаются.

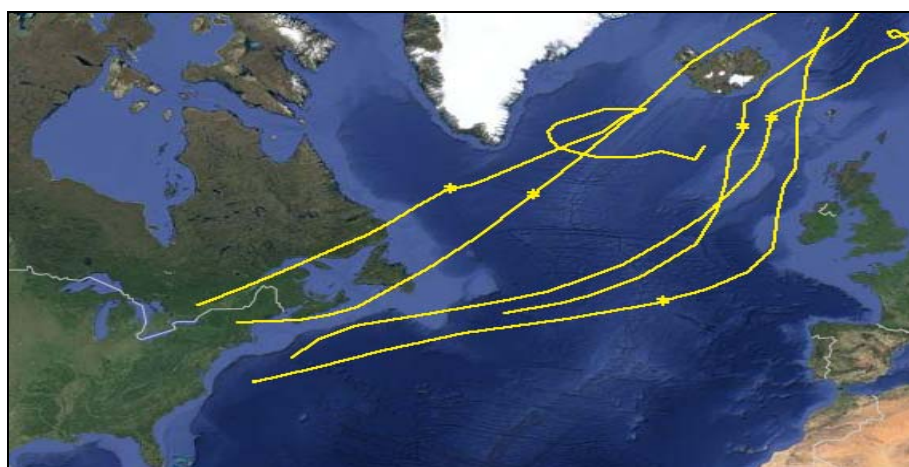
Циклон, вызвавший максимальную высоту волны 20,2 м 10.02.2007 г., развивался именно по этой модели [43].

По данным WEB-атласа [49] были получены траектории и характеристики глубоких циклонов, вызвавших волны высотой более 16 м (рис. 1.8). Выявлено, что в случае зарождения циклона над океаном время до стадии максимальной интенсивности циклона составляет в среднем 36 ч, а при зарождении циклона над сушей может достигать 72 ч. Отметим, что циклоны, вызвавшие волны высотой более 18 м, зародились в основном над сушей (рис. 1.8 в).

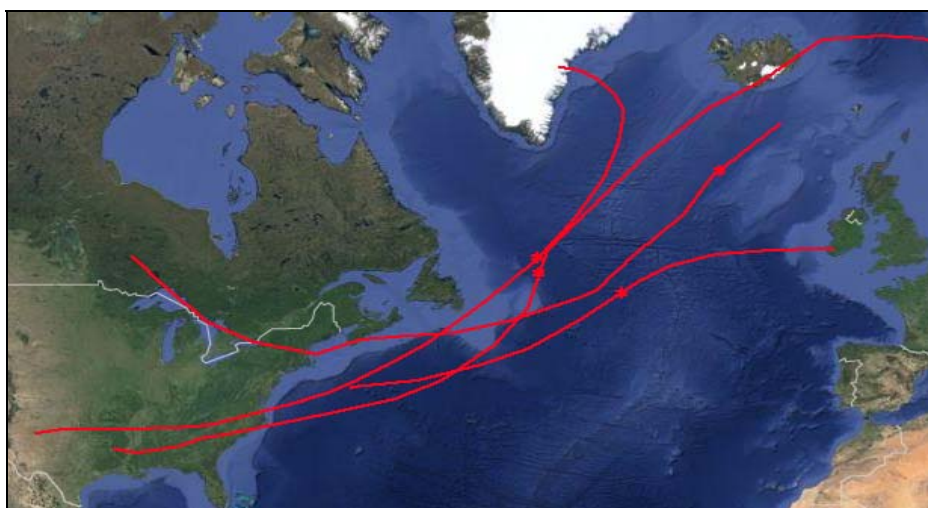
По данным реанализа ERA-Interim [50] были получены распределения высоты волн в Северной Атлантике в период 8–10.02.2007 г., когда были зарегистрированы максимальные волны высотой 20,2 и 19,2 м. Эти волны были вызваны двумя глубокими циклонами, следующими один за другим. Первый из них сформировался над Гольфстримом 8.02.2007 г., стал смещаться на северо-восток и заглубился до минимального давления в центре 951 гПа 9.02.2007 г. В этот же день была зафиксирована волна высотой 19,2 м (рис. 1.9 а–в). Второй циклон также сформировался над Гольфстримом 8.02.2007 г., заглубился до 963 гПа 10.02.2007 г. и вызвал волну высотой 20,2 м (рис. 1.9 г–е).



а)



б)



в)

Рис. 1.8. Траектории циклонов, вызвавших волны высотой 16–17 м (а), 17–18 м (б) и больше 18 м (в). Звездочками на траекториях обозначено положение циклона в стадии максимальной интенсивности.

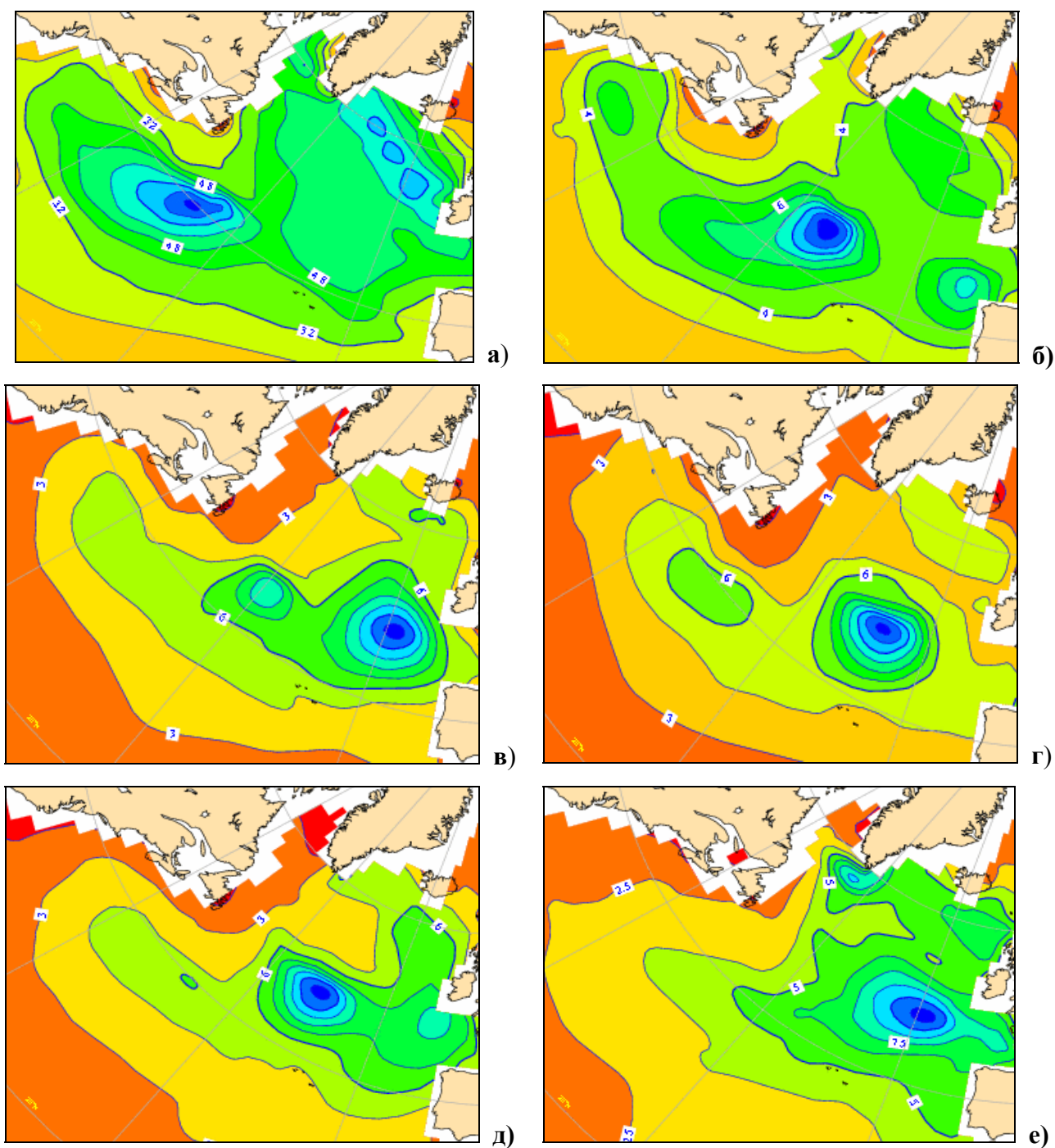


Рис. 1.9. Высота волн (м) в Северной Атлантике по данным реанализа ERA-Interim 8.02.2007 г. (12 ч) (а), 9.02.2007 г. (00 ч) (б), 9.02.2007 г. (12 ч) (в), 10.02.2007 г. (00 ч) (г), 10.02.2007 г. (12 ч) (д), 11.02.2007 г. (00 ч) (е).

Явление, когда циклоны следуют один за другим, объединяясь в серии (кластеры), хорошо известно [27, 53, 54]. Так, из 42 взрывных циклонов в западной части Северной Атлантики, рассмотренных в [53, 54], 23 были объединены в серии (с промежутками между циклонами менее 1 недели), а 19 были «изолированными» циклонами (с промежутками более 1 недели). Одним из условий для формирования серий служит сохранение в течение нескольких

суток указанных выше особенностей циркуляции атмосферы, благоприятных для взрывного циклогенеза, а именно пары ложбина-гребень над северной частью Тихого океана и Северной Америкой и мобильных ложбин в средней тропосфере, которые выходя на акваторию Северной Атлантики, вызывают серии глубоких циклонов [53, 54].

В качестве примера можно привести период с 14.01. по 9.02. 2002 г, когда в Северной Атлантике сформировалось 9 глубоких циклонов, 5 из которых вызвали волны высотой от 14 до 18 м (табл. 1.5). На рис. 1.10 представлена аномалия геопотенциала поверхности 500 гПа за этот период (рис. 1.10 а) и траектория циклона, который 1.02.2002 г. вызвал волну высотой 18 м (рис. 1.10 б). Аномалия геопотенциала (рис. 1.10 а) свидетельствует об активной циклонической деятельности севернее 50° с. ш.

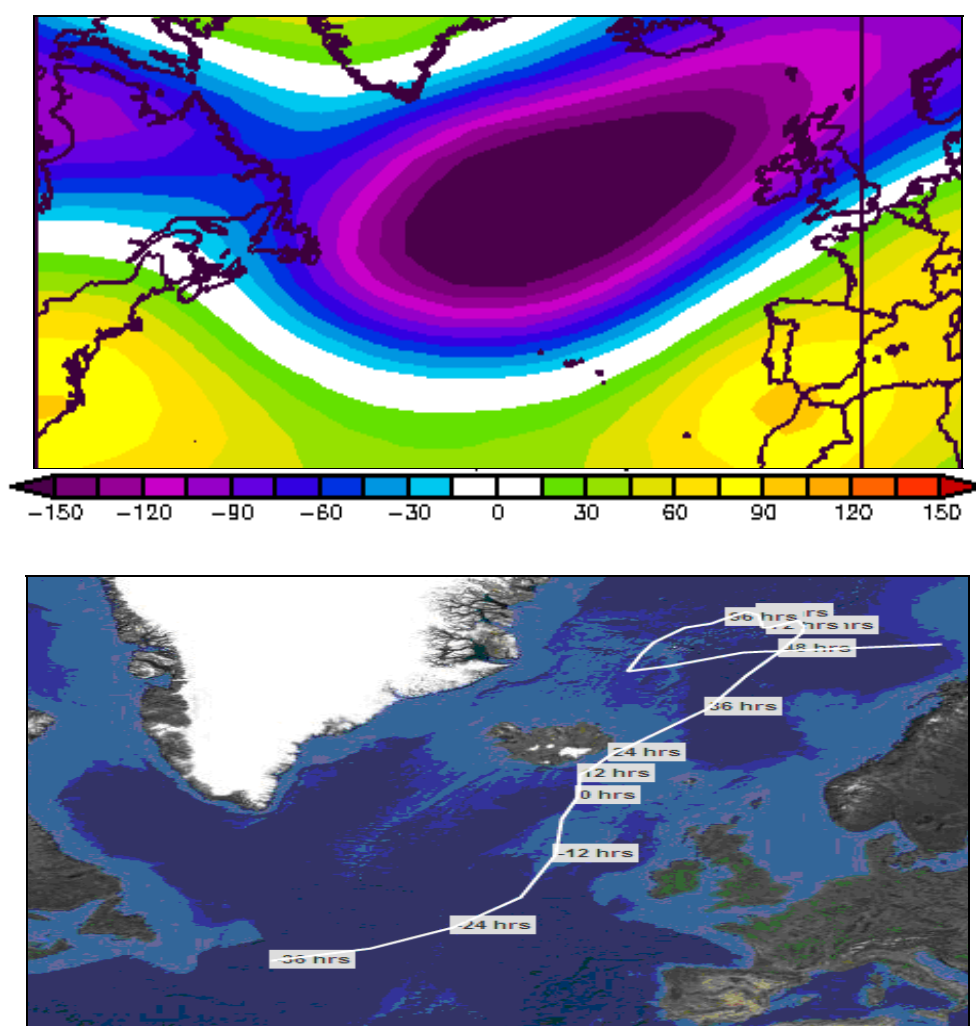


Рис. 1.10. Аномалия геопотенциала поверхности 500 гПа (м) 14.01–9.02.2002 г. (а) и траектория циклона 30.01–3.02.2002 г. (б). Цифры на траектории указывают положение циклона до стадии максимального развития (0 ч) и после нее.

1.5. Динамика зон опасного волнения в Северной Атлантике

В [26] исследовалась природа формирования экстремального волнения в Северной Атлантике. Был рассмотрен 21 случай волн с высотой более 14 м, зафиксированных в 2000–2011 гг. с помощью спутниковой альтиметрии и заякоренных буев (рис. 1.11).

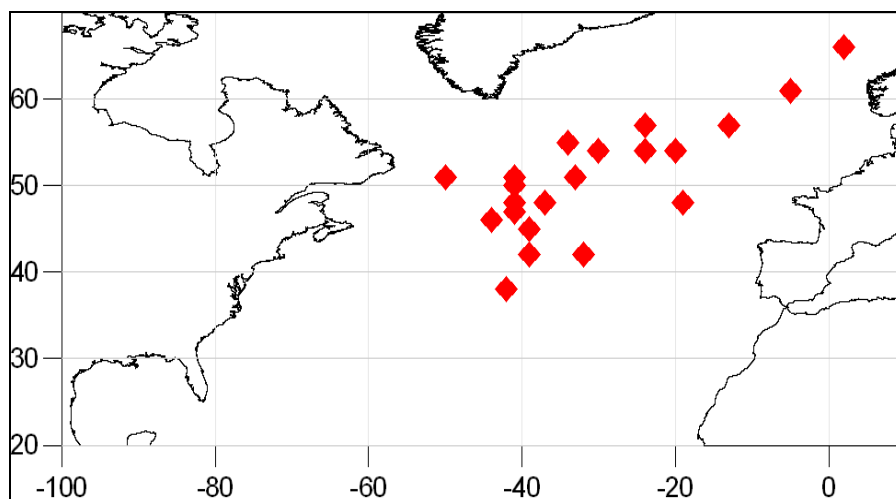


Рис. 1.11. Местоположение экстремальных волн в Северной Атлантике в 2000-2011 гг.

Из рисунка видно, что экстремальное волнение формируется в основном в области шторм-трека (траектории большинства циклонов). Однако известно, что, во-первых, траектории циклонов могут различаться в зависимости от характера преобладающей атмосферной циркуляции [24, 58] и, во-вторых, экстремальные волны могут вызываться в основном наиболее глубокими циклонами [26].

Поэтому было целесообразно рассмотреть наиболее типичные траектории зон опасного волнения в Северной Атлантике для основных типов циркуляции атмосферы. По данным ре-анализа ERA-Interim [50] для зимних периодов (ноябрь-февраль) 1999–2013 гг. на основе рассчитанных значений высот волн были построены карты распределения областей с высотой волн более 8 м в Северной Атлантике с дискретностью 6 ч. Согласно типового перечня опасных явлений (РД 52.88.699-2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений), к опасным относятся волны, высота которых в прибрежных районах составляет не менее 4 м, в открытом море – не менее 6 м, в открытом океане – не менее 8 м. Для случаев, когда такие области существовали непрерывно в течение 2–4 суток, были построены карты их положения с дискретностью 12 ч. Из полученных карт были отобраны наиболее типичные случаи и выполнен анализ связи траекторий областей опасного волнения с характеристиками атмосферной циркуляции.

Для описания условий в атмосфере рассматривались преобладающие режимы циркуляции атмосферы, имеющие типичную длительность 6–10 дней и порождаемые взаимодействием между атмосферными волнами планетарного и синоптического масштаба [19, 45]. Каждому режиму соответствует своя циклоническая активность, вызывающая аномалии ветра, температуры воздуха и других характеристик. В [45] на основе ежедневных полей геопотенциала поверхности 500 гПа (H500) за период 1958–2002 гг. были выделены 4 режима циркуляции атмосферы: +NAO, -NAO (положительная и отрицательная фазы североатлантического колебания), AR (атлантический гребень), S-BL (скандинавский блокинг).

В положительной фазе САК (при положительном значении индекса NAO) исландский минимум и азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления между ними увеличены, зональная циркуляция усилена. В отрицательной фазе (при отрицательном значении индекса NAO) происходит ослабление зонального переноса и усиление меридиональных процессов [27].

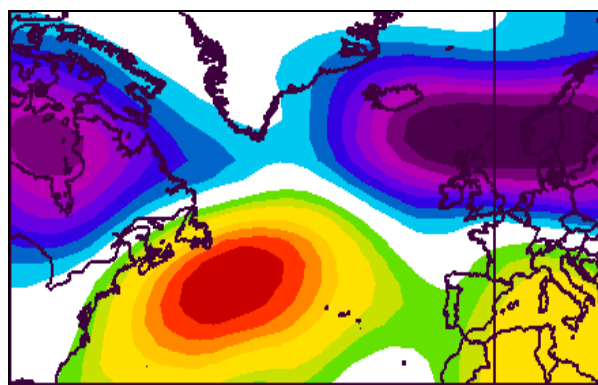
Режим AR напоминает отрицательную фазу восточно-атлантического колебания. В случае преобладания положительной фазы ВАК циклоническая активность сосредоточена в восточной части Северной Атлантики, при отрицательной фазе ВАК циклоническая активность ослаблена [2].

В случае режима S-BL над северной Европой расположена положительная аномалия H500, при этом ложбина распространяется на юго-восток от моря Лабрадор к Иберийскому полуострову [45].

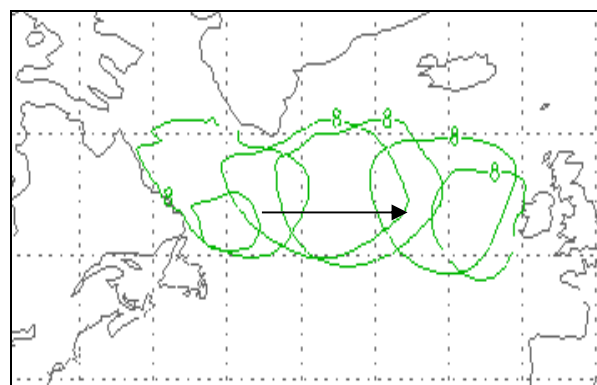
Типичная ситуация хорошо развитой положительной фазы САК наблюдалась 8–11.12.2011 г. (среднее значение индекса САК в этот период составило 1,27). Поле геопотенциала H500 характеризовалось положительной аномалией в средних широтах (40–50° с. ш.) и отрицательной аномалией в полярных широтах (55–70° с. ш.) (рис. 1.12 а), что привело к усилению зональной циркуляции, скоростям ветра до 30–35 м/с и высотам волн до 12–14 м. Как видно из рис. 1.12 б, зона опасного волнения перемещалась с запада на восток в полосе 50–60° с. ш.

Отрицательная фаза САК наблюдалась 10–15.02.2010 г. (среднее значение индекса САК составило -1,19). Поле аномалии геопотенциала H500 было противоположно ситуации 8–11.12.2011 г., в частности отрицательная аномалия H500 наблюдалась в средних широтах (35–45° с. ш.) (рис. 1.12 в), что отразилось на траектории циклонов, которая была сдвинута к югу в направлении южной Европы. Известно, что при этом зоны штормового волнения в основном формируются в центральной и западной частях океана [24]. Как видно из рис. 1.12г, зона опасного волнения сформировалась в западной части Северной Атлантики в полосе 30–40° с. ш.

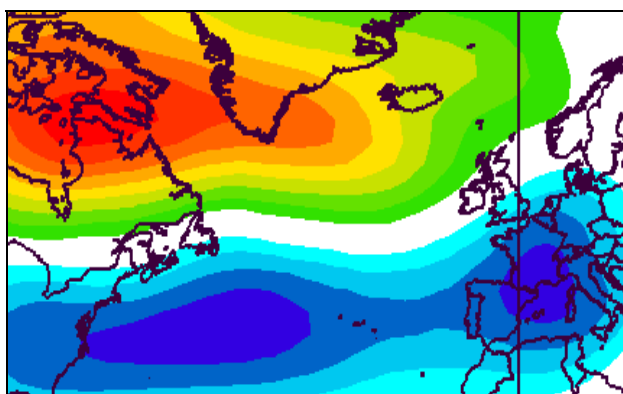
Синоптическая ситуация, близкая к режиму S-BL, наблюдалась 11–14.02.2003 г. Отличие от режима S-BL, описанного выше, заключалось в том, что ложбина от моря Лабрадор к Иберийскому полуострову была «перегорожена» областью высокого давления, вытянутой с юго-запада на северо-восток (рис. 1.12 д). Именно вдоль этой области была вытянута траектория зоны опасного волнения (рис. 1.12 е). В этом шторме 12.02.2003 г. на основе спутниковой альтиметрии была зафиксирована экстремальная волна высотой 16,8 м [26]. Отметим, что среднее значение индекса САК в этот период составило 0,78.



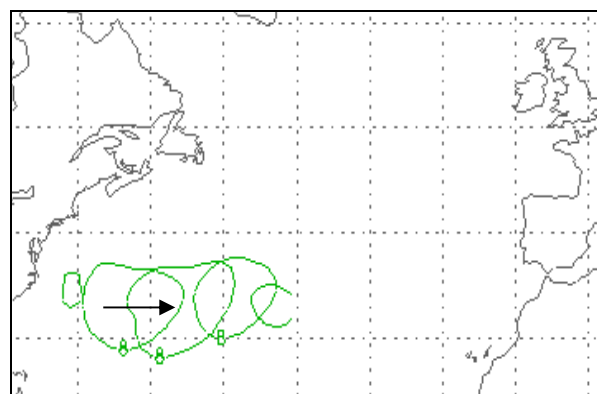
а)



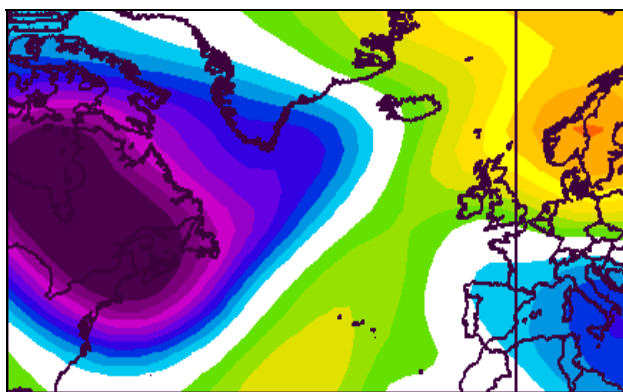
б)



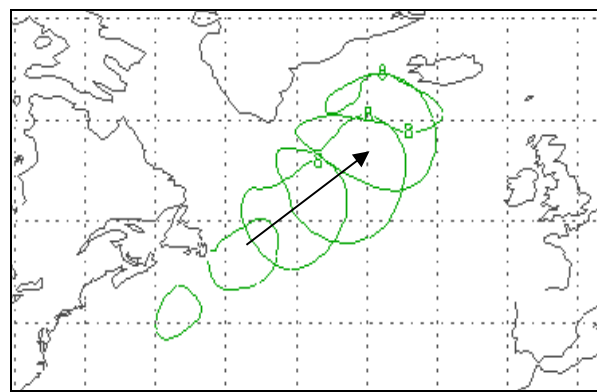
в)



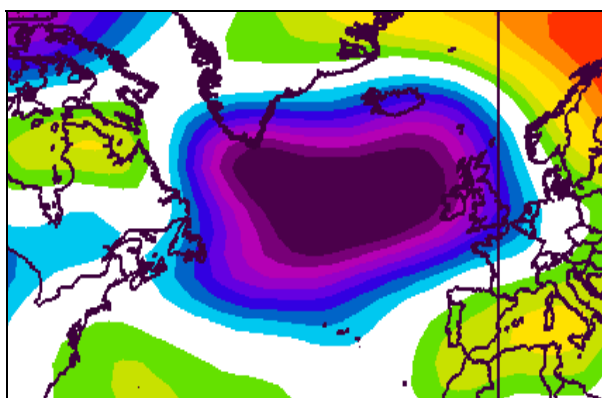
г)



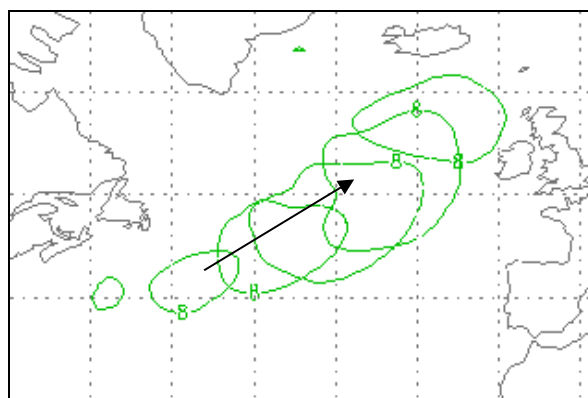
д)



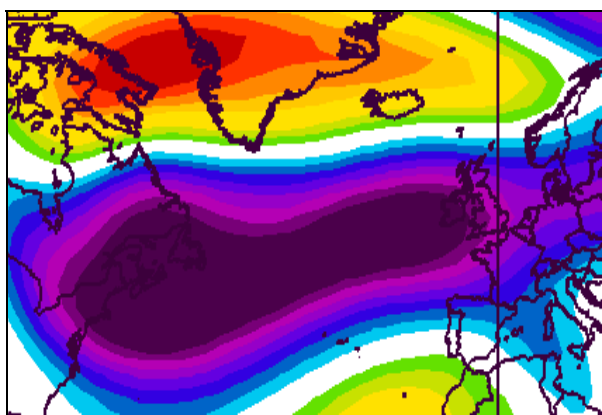
е)



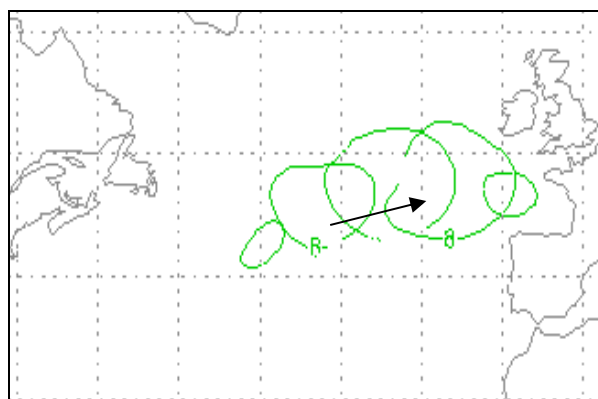
ж)



з)



и)



к)

Рис. 1.12. Аномалия геопотенциала H500 (м) и траектория зоны опасного волнения: 8–11.12.2011 г. (а, б); 10–15.02.2010 г. (в, г); 11–14.02.2003 г. (д, е); 6–8.12.2009 г. (ж, з); 8–10.02.2007 г. (и, к). Диапазон изменений аномалии геопотенциала H500 составляет в среднем от -250 до 250 м. Стрелками показано направление распространения зон опасного волнения.

Выше уже отмечалось, что при отрицательной фазе САК зоны штормового волнения в основном формируются в центральной и западной частях океана. Однако в период 6–8.12.2009 г. при отрицательной фазе САК (среднее значение индекса САК составило -0,57) траектория зоны опасного волнения была вытянута с юго-запада на северо-восток (рис. 1.12 з). Анализ поля геопотенциала показал, что в этот период над акваторией Северной Атлантики к западу от Великобритании была отрицательная аномалия H500 (рис. 1.12 ж), что характерно для положительной фазы ВАК (среднее значение индекса ВАК в декабре 2012 г. составило 0,93), при которой циклоническая активность сосредоточена в восточной части Северной Атлантики [2].

Подобная ситуация наблюдалась 8–10.02.2007 г. на фоне сильно развитой положительной фазы ВАК (рис. 1.12 и) (среднее значение индекса ВАК в феврале 2007 г. составило 1,68). При этом в период 8–10.02.2007 г. среднее значение индекса САК составило -0,09. Траектория зоны опасного волнения была вытянута в зональном направлении (рис. 1.12 к),

причем 9.02.2007 г. была зафиксирована одна из самых высоких волн Мирового океана высотой 20,2 м [26].

Таким образом, анализ рассмотренных случаев показал, что траектории зон опасного волнения в Северной Атлантике зависят от сочетания фаз САК и ВАК.

В [26] было показано, что опасное ветровое волнение (с высотой волн более 8 м) формируется в основном под влиянием глубоких циклонов (с давлением в центре менее 980 гПа). Поэтому на основании данных атласа [49] было подсчитано количество глубоких циклонов в Северной Атлантике в зимние месяцы (декабрь-февраль) в 1989–2008 гг., которое меняется от 0 (февраль 1993 и 1998 гг.) до 9 (декабрь 1992 г.). Максимальное количество глубоких циклонов (15) наблюдалось в зимние сезоны 2000–2001 и 2001–2002 гг., а минимальное (6) в сезон 1995–1996 гг.

Эти значения были сопоставлены с величинами индексов САК и ВАК. В сезон 2000–2001 гг. среднее значение индекса САК равно -0,26, а ВАК 0,92; в сезон 2001–2002 гг. -0,02 и 0,74; в сезон 1995–1996 гг. -0,94 и -0,36 соответственно. То есть максимальное количество глубоких циклонов определяется в основном положительной фазой ВАК, а минимальное – отрицательной фазой САК и ВАК.

Также были рассчитаны средние значения индексов для 8 месяцев с наибольшим количеством циклонов (от 6 до 9) и для 7 месяцев с наименьшим количеством (от 0 до 1). Среднее значение индекса САК для первого случая оказалось равным -0,25, индекса ВАК 0,68; для второго случая -0,14 и -0,39 соответственно, что совпадает с полученным выше результатом.

Межгодовая изменчивость рассмотренных характеристик (рис. 1.13) характеризуется уменьшением количества глубоких циклонов в первой половине 1990-х годов, ростом во второй половине 1990-х и снова уменьшением в первой половине 2000-х гг.

Если в 1990-х годах изменчивости количества циклонов больше соответствовала изменчивость индекса САК, то в 2000-х годах – индекса ВАК. Коэффициент корреляции количества циклонов с индексом САК равен 0,10, а с индексом ВАК 0,26. Хотя по критерию Стьюдента оба коэффициента статистически не значимы, но косвенно они подтверждают вывод о том, что количество глубоких циклонов в большей степени определяется характеристиками ВАК, а не САК. Композитные аномалии геопотенциала Н500 для месяцев с максимальным и минимальным количеством глубоких циклонов свидетельствуют об усилении и ослаблении циклонической активности в эти периоды.

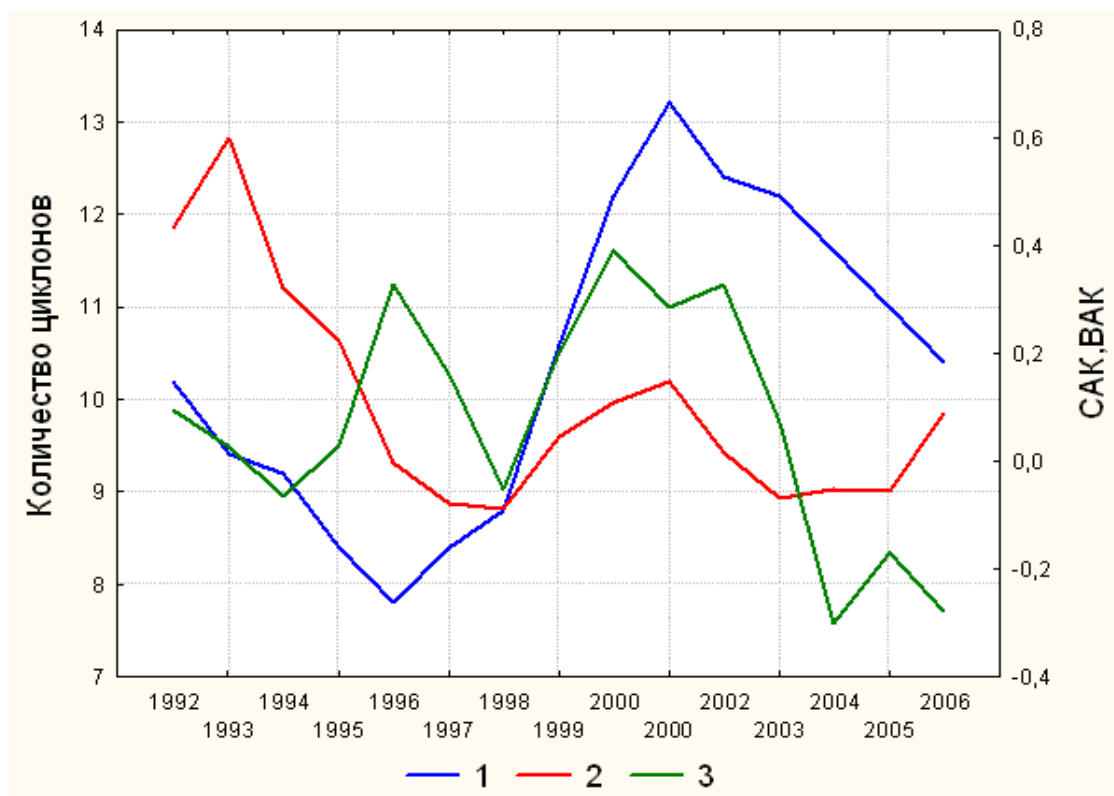


Рис. 1.13. Средние за декабрь-февраль значения количества циклонов (1), индекса САК (2) и индекса ВАК (3).

ГЛАВА 2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО ВОЛНЕНИЯ

1.1. Внетропические широты экстремального волнения в океанах и морях

В настоящее время для расчета и прогноза ветрового волнения наиболее широко применяются дискретно-спектральные модели WAM, WAVEWATCH и SWAN, которые относятся к моделям 3-го поколения [1, 31], В России разработаны спектрально-параметрическая модель 2-го поколения AARI-PD2 (СПМ) [11, 21] и модель узконаправленного приближения 4-го поколения (модель PABM) [1, 31, 67]. В оперативной практике для прогноза волнения на морях России используются модели WAVEWATCH [16, 63] и AARI-PD2 [31].

В [55] выполнено моделирование экстремального волнения в западной части Северной Атлантики 20–22.01.2000 г., вызванного глубоким циклоном, развивавшегося по типу взрывного циклогенеза. Циклон заглубился на 49 гПа за 24 ч, минимальное давление в центре составило 946 гПа. Характеристики волнения измерялись на 11 заякоренных буйх; зафиксирована максимальная высота волн 19,4 м. Моделирование волнения проводилось с помощью моделей WAM и SWAN. Лучшие результаты в воспроизведении экстремального волнения дала модель WAM.

В [30] выполнено моделирование полей волнения в Индийском океане за период 1998–2009 гг. на основе модифицированной модели WAM [28]. Получено, что в южном полушарии в зоне «ревающих сороковых» максимальные высоты волн могут достигать 23,2 м.

В последние годы стали развиваться ансамблевые прогнозы волнения, которые в оперативном режиме выпускаются в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), в метеорологических службах США, Великобритании и др. [31, 41, 59]. Это обусловлено тем, что при прогнозировании волнения всегда присутствует некоторая неопределенность, основными источниками которой являются ошибки в прогнозе ветра и несовершенство модели волнения. Решение этой проблемы состоит в использовании группы прогнозов – ансамбля – по ряду незначительно отличающихся начальных условий и/или группы численных моделей волнения, когда в качестве членов ансамбля берутся прогнозы нескольких моделей (мультимодельный подход).

Приведем результаты расчета волнения, в том числе экстремального, в Северной Атлантике по некоторым моделям [25, 31]. Расчетные значения высот и периодов волн были сопоставлены с ежечасными измерениями ветрового волнения на 16 буях (рис. 2.1). По объему данных практически непрерывных измерений волнения это один из самых освещенных районов Мирового океана.

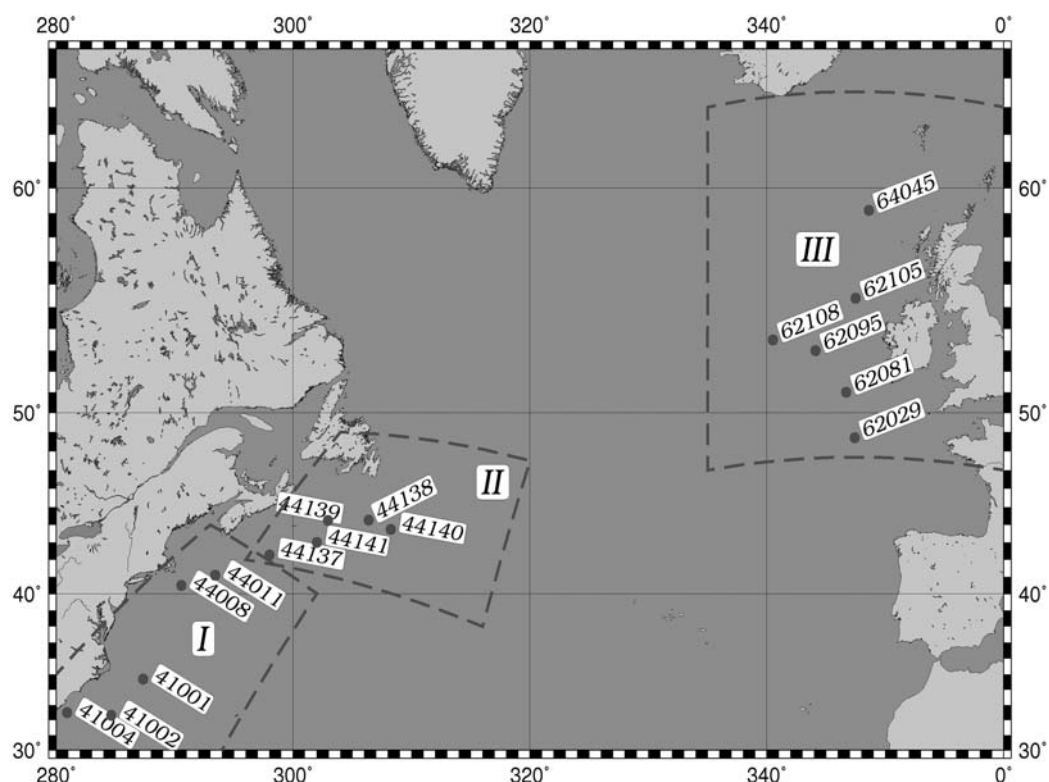


Рис. 2.1. Схема расположения буев и районы для оценки точности расчетов ветрового волнения в Северной Атлантике.

Расчеты волнения были выполнены за весь 2006 год по полям ветра Службы погоды США с пространственным шагом $1,25^\circ \times 1,0^\circ$ и дискретностью 3 часа и по полям ветра ЕЦ-СПП с пространственным шагом $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ и дискретностью 6 часов. Временной шаг был принят одинаковым для всех моделей: для сеточной области $1,25^\circ \times 1,0^\circ$ – 600 секунд, а для сеточной области $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ – 300 секунд.

В качестве критерия оценки точности расчетов по моделям приняты значения следующих статистических оценок сравнения рассчитанных и измеренных параметров волнения: $\bar{\Delta}$ – средняя арифметическая ошибка; SI – скаттер-индекс – показатель разброса ошибок; \bar{q} – средняя относительная ошибка; r – коэффициент корреляции.

Необходимо отметить, что выбранные районы Северной Атлантики существенно различаются по режиму ветра и волнения. Если в районах 1 и 2, где происходит выход циклонов с суши на океан и их интенсификация, поле ветра неустойчиво и волнение не достигает мак-

симального развития, то в районе 3 при значительных величинах разгона и продолжительности действия ветра волны имеют наибольшие высоты во всей Северной Атлантике [3].

В связи с очень существенными различиями в режиме волнения, в разных районах установки буев статистические оценки погрешностей обобщены отдельно по трем районам (рис. 2.1):

- району расположения буев, установленных США между 30 и 40° с. ш.;
- району расположения буев, установленных Канадой между 42 и 44° с. ш.;
- району в северо-восточной части океана между 48 и 61° с.ш., где установлены буи Великобритании и Ирландии.

Результаты обобщения оценок точности расчетов по моделям приведены в табл. 2.1. Чтобы осреднение данных по районам с разной интенсивностью волнения было проведено корректно, использовались только безразмерные статистические оценки точности расчетов. В порядке исключения оставлено среднее арифметическое значение разности между измерениями и расчетами, по величине которой, в определенной степени, можно судить о наличии систематических ошибок.

Таблица 2.1

Осредненные по трем районам Северной Атлантики оценки точности расчета волн по моделям СПМ, WAVEWATCH (WW3) и WAM

Район	Модель	$\bar{\Delta}$	SI	r	\bar{q} , %, для диапазонов высот волн, м				
					$\leq 1,5$	1,5-3,0	3,0-4,0	4,0-6,0	$\geq 6,0$
Район 1 область океана, прилегающая к побережью США	СПМ	0,25	0,19	0,93	15	14	15	16	22
	WW3	0,30	0,19	0,93	15	14	16	18	25
	WAM	0,28	0,17	0,95	16	14	15	16	22
Район 2 область океана, прилегающая к побережью Кана- ды	СПМ	0,02	0,17	0,89	36	14	12	11	12
	WW3	0,05	0,16	0,90	22	16	12	10	13
	WAM	0,08	0,16	0,90	26	15	11	10	11
Район 3 область океана, прилегающая к Великобритании	СПМ	0,28	0,18	0,88	29	18	13	14	13
	WW3	0,19	0,15	0,94	17	12	13	10	12
	WAM	0,14	0,13	0,94	26	13	11	9	10

В табл. 2.2 приведены максимальные измеренные и рассчитанные величины значительных высот волн для всех буев за разные месяцы.

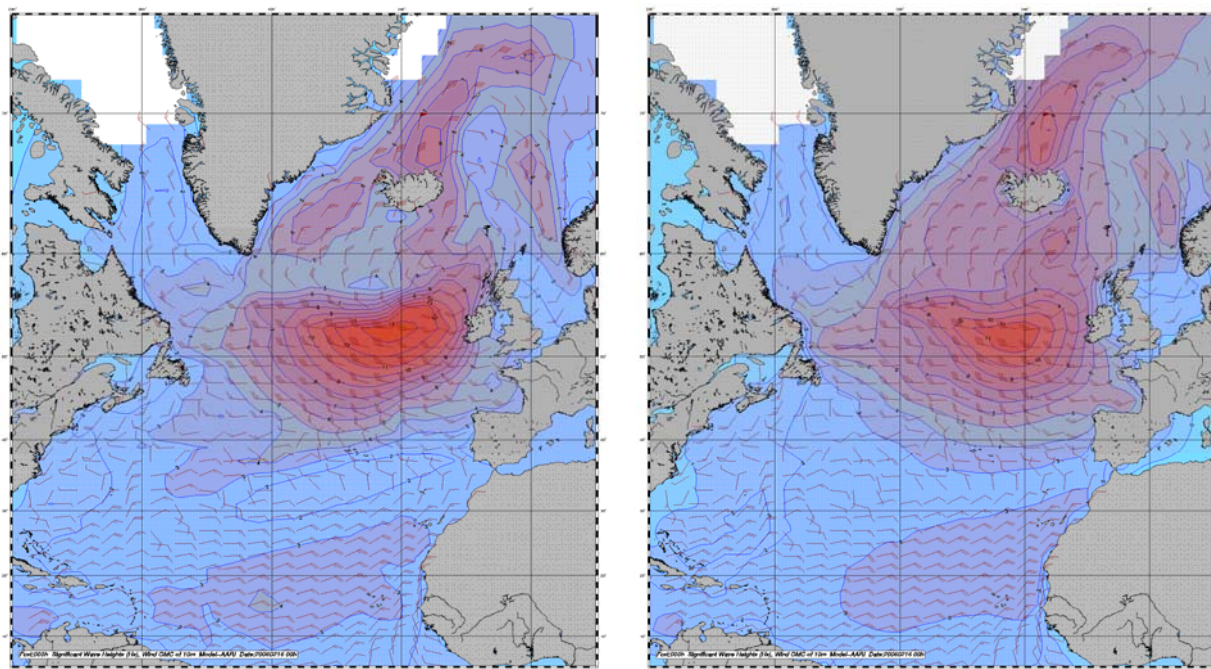
Оценки показывают, что средняя точность расчета волн по всем районам и сезонам по модели СПМ ($r = 0,87-0,89$) несколько уступает точности модели WW ($r = 0,91-0,93$) и мо-

дели WAM ($r = 0,91-0,94$). Наибольшие отличия характерны для района 3: СПМ ($r = 0,87$), WW ($r = 0,93$), WAM ($r = 0,94$). Вместе с тем, необходимо отметить, что модель СПМ более точно, чем модель WAM, воспроизвела экстремальное волнение в северо-восточной части Северной Атлантики 16.02.2006 г. (рис. 2.2–2.3).

Таблица 2.2

**Максимальные измеренные и рассчитанные величины
значительных высот волн (м) для всех буйев по месяцам 2006 г.**

Буй	Месяцы	Измерения	Расчеты по моделям		
			WW3	WAM	СПМ
41001	I	7,8	6,2	6,1	6,0
	II	6,2	4,4	4,6	4,7
41002	I	6,4	5,1	5,6	5,7
	II	6,3	4,5	5,0	5,7
	XII	4,3	3,8	3,7	4,2
44004	I	8,2	5,1	5,5	5,4
	II	7,1	5,0	5,8	6,4
	XII	6,5	4,8	5,0	4,9
44008	I	6,8	4,8	5,2	5,3
	II	6,5	4,4	5,4	5,6
	XII	6,1	4,6	4,7	4,9
44011	I	7,0	4,6	4,8	5,8
	II	7,0	5,0	5,9	5,9
	XII	5,7	4,3	4,6	4,8
44137	I	3,9	3,5	3,5	3,2
	II	7,8	7,0	7,8	8,0
44138	I	9,3	7,2	8,0	7,9
	II	8,6	7,3	7,7	8,1
	XII	7,2	7,0	9,3	8,4
44139	I	7,3	6,3	6,6	6,2
	II	9,0	7,2	8,3	8,9
	XII	6,7	5,6	7,4	6,8
44140	XII	7,1	5,4	5,2	5,7
44141	I	7,4	7,0	7,0	6,4
	II	9,4	7,7	8,5	9,1
62029	I	7,3	7,0	7,0	7,3
	II	10,4	11,1	9,9	10,1
	XII	12,5	10,8	10,9	10,8
62081	I	9,4	6,9	7,2	6,9
	II	10,5	12,2	11,0	11,8
	XII	14,2	12,5	13,1	13,7
62095	XII	11,8	10,1	11,4	10,5
62105	I	8,5	6,3	7,0	6,7
	XII	10,9	12,7	11,5	12,6
62108	I	9,1	7,1	7,5	8,1
	II	12,6	10,8	10,6	10,5
	XII	12,5	10,0	11,1	10,7
64045	XII	11,8	13,6	12,5	13,2



а)

б)

Рис. 2.2. Расчет высоты ветровых волн в Северной Атлантике 16.02.2006 г. по моделям СПМ (а) и WAM (б) (м). Максимальная высота волны по модели СПМ 13,7 м, по модели WAM – 11,9 м, измеренная на буре 62108 – 13,0 м.

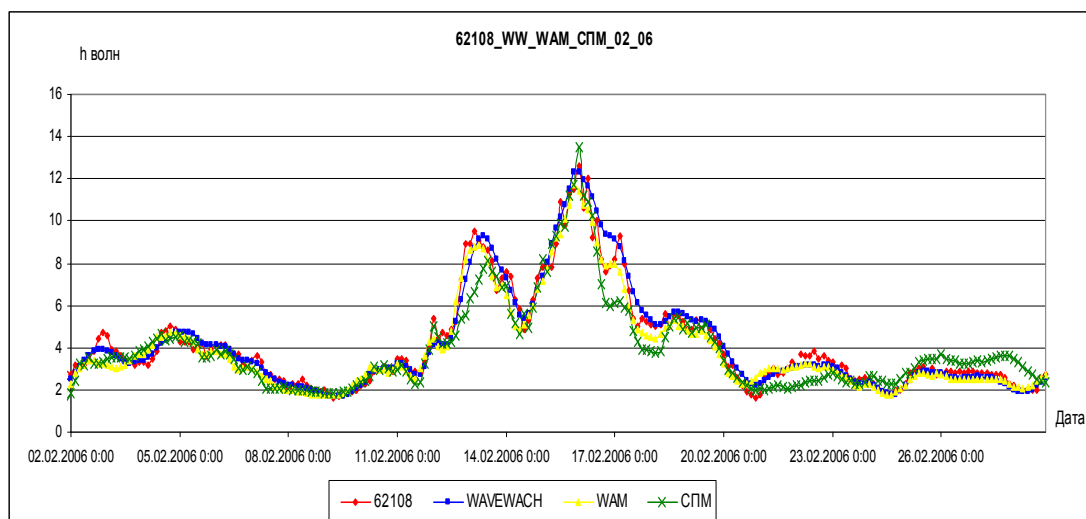


Рис. 2.3. Наблюдаемые и рассчитанные значения высот волн в феврале 2006 г. для буя 62108.

Результаты выполненных расчетов позволяют сделать следующие выводы:

– точность расчета высот волн различна в разных районах в разные сезоны года и даже в разные месяцы одного и того же сезона года;

- все модели занижают высоты волн в западной части Северной Атлантики; по-видимому, модели не успевают адаптироваться к неустойчивым полям ветра в условиях циклогенеза;
- относительные ошибки расчета высоты волн меньше в восточной части Северной Атлантики, где волнение наиболее развито;
- расчеты занижают высоту волн при резком усилении ветра;
- точность расчетов уменьшается при резком ослаблении ветра, когда суммарное волнение состоит в основном из высокой зыби, пришедшей из других районов;
- точность расчета волн в океанических условиях больше зависит от дискретности ветровых полей, чем от их пространственного разрешения;
- хотя в среднем модель СПМ несколько уступает по точности моделям WAM и WAVEWATCH, в расчетах экстремального штормового волнения она вполне конкурентоспособна и может превосходить их.

2.2. Тропические циклоны

Приведем некоторые характеристики тропических циклонов (ТЦ) [31, 39, 66]:

- диаметр до 1000–1500 км (в тайфунах в Тихом океане 600–800 км);
- протяженность по вертикали – вся тропосфера (15–18 км);
- скорость ветра: до 90–100 м/с (300–360 км/ч);
- давление в центре: до 870 гПа.

Основной источник жизни ТЦ – выделение скрытой теплоты конденсации влаги при наиболее высокой температуре поверхности океана (более 26–27 °С). Чаще всего ТЦ образуются в тропиках между 4 и 30° (наиболее часто между 10 и 15°). Ближе к экватору ТЦ образуются крайне редко из-за недостаточной величины закручивающего момента, связанной с силой Кориолиса (на экваторе 0).

Максимальный ветер наблюдается в узкой кольцеобразной зоне вокруг центра ТЦ, удаленной от него на 20–100 км. В этой зоне воздух вытесняется вверх и поднимается в мощных кучево-дождевых облаках, перенося с собой количество движения, тепло и влагу.

Внутри зоны максимальных ветров формируется «глаз бури» диаметром от 5 до 50 км с окружающей его «стенной» облачности (в глазе обычно облаков нет). Глаз образуется не всегда, а только когда давление в центре меньше 985 гПа.

В тропических циклонах скорость ветра может достигать 90–100 м/с, а высота волн 14–16 м. Большие градиенты в поле скорости ветра ТЦ и быстро меняющееся направление ветра создают крайне сложное поле волнения. Волны, генерируемые в ТЦ, обычно представляют комбинацию ветровых волн и волн зыби.

Поле ветра в ТЦ асимметрично; область с более сильными ветрами располагается справа (в северном полушарии) от центра урагана. Поле волнения еще более асимметрично в результате совместного влияния асимметричности ветра и величины разгона в движущемся урагане. Высота волн зависит не только от максимальной скорости ветра, но также и от времени, когда волны находятся в области с максимальным ветром. Таким образом, пространственное распределение высоты волн в ТЦ зависит от максимальной скорости ветра и скорости движения циклона [66].

Обнаружение экстремальных волн в тропических циклонах со спутников затруднено из-за малого размера области с максимальным волнением, а также из-за влияния сильных осадков в ТЦ на сигнал альтиметра. Всего в базе данных GlobWave в ТЦ 147 волн с высотой более 12 м (3 % всех случаев), и из них только 5 волн с высотой более 16 м [43]. Из 120 штормов, в которых зафиксированы волны с высотой более 16 м, только 4 ТЦ.

Опишем расчеты экстремального волнения в тропических циклонах на примере ТЦ Isabel в Северной Атлантике. Тропический шторм Isabel (6–19.09.2003 г.) достиг максимальной интенсивности 11–14 сентября, при этом скорость ветра достигала 55–60 м/с [62]. Высота волн определялась данными альтиметрии спутника Jason-1 и измерениями на 15 заякоренных буйх (рис. 2.4).

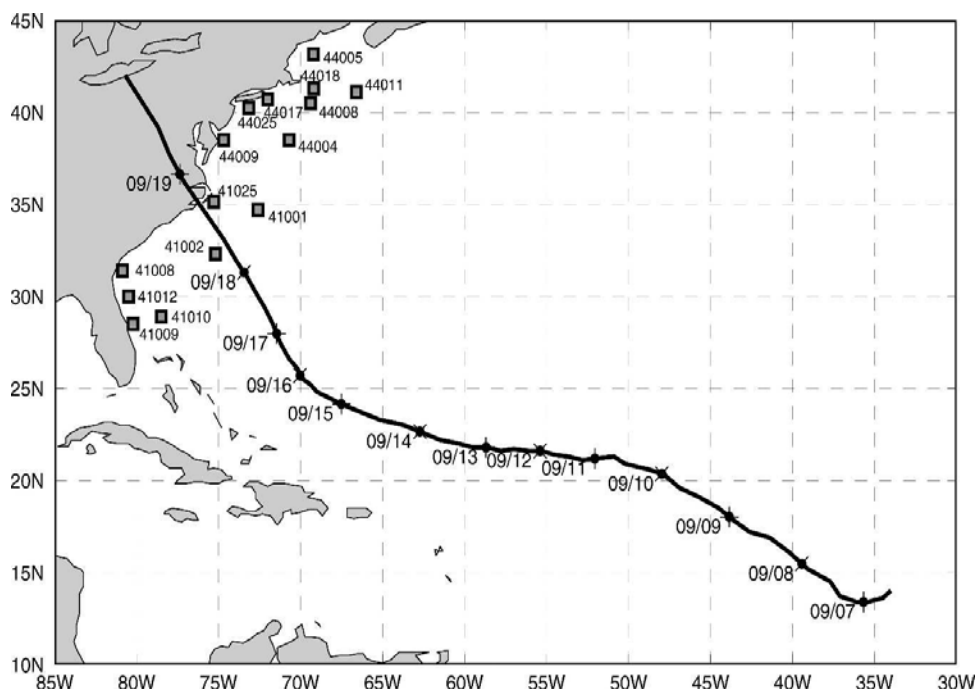


Рис. 2.4. Траектория урагана Isabel 6–19.09.2003 г. и положение заякоренных буйев.

Расчеты волнения выполнялись в NCEP с помощью двух моделей: Western North Atlantic model (WNA) и North Atlantic hurricane wave model (NAH), основанных на волновой модели WAVEWATCH. Результаты расчетов представлены на рис. 2.5 совместно с измерениями волнения со спутника. Два верхних ряда отражают спутниковые данные на треках, близких к глазу Isabel, нижний ряд – распространение волн зыби перед циклоном. Обе модели хорошо воспроизводят поле волнения в области циклона с максимальной высотой волн до 14–16 м.

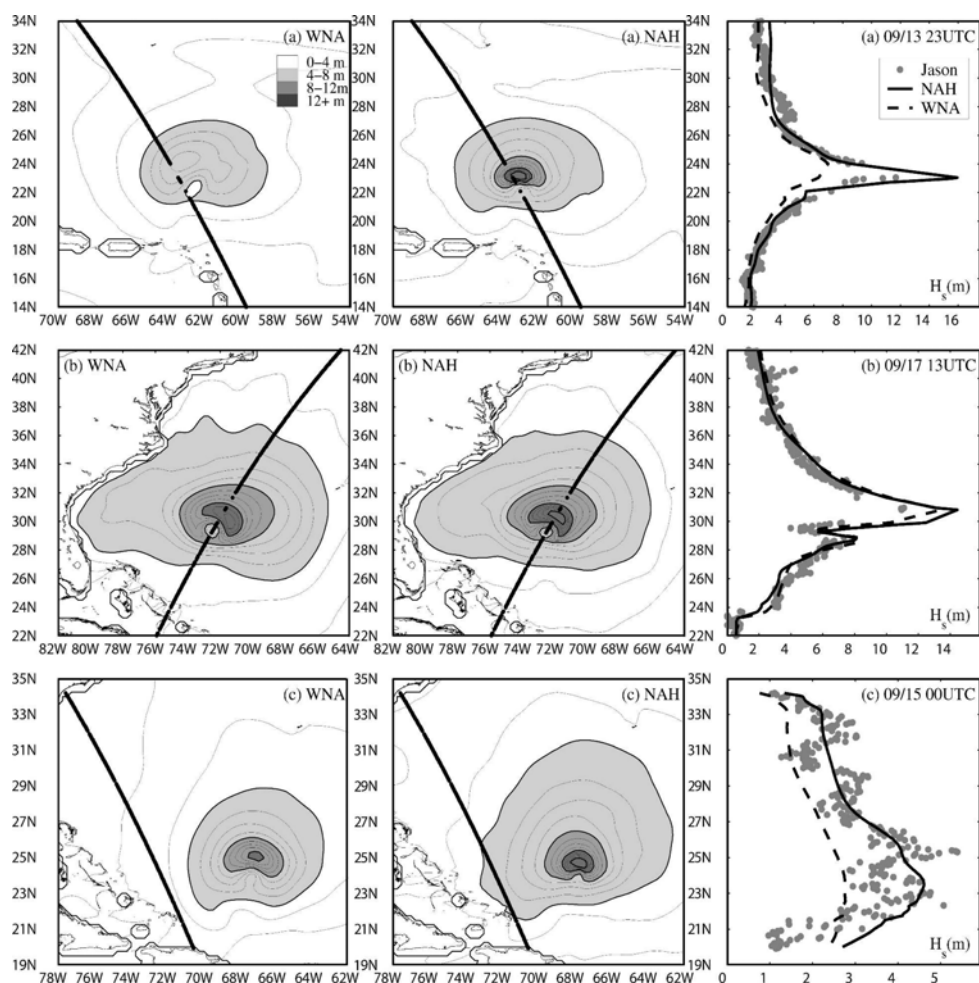


Рис. 2.5. Расчет высоты волн (м) в области урагана Isabel по модели WNA (слева), по модели NAH (в центре) и совмещение расчетов высоты волн по моделям с данными альтиметрии Jason-1 (справа). Жирные линии на рисунках слева и в центре – траектории Jason-1.

На рис. 2.6 выполнено сравнение расчетов высоты волн моделью NAH с измерениями на буюх. На большинстве буюв видно резкое увеличение высоты волн 18 сентября, связанное с прохождением циклона. Наибольшая волна высотой около 15 м была зафиксирована на бую 41025 (рис. 2.6 с). Из рисунка видно, что модель вполне удовлетворительно воспроизвела экстремальное волнение.

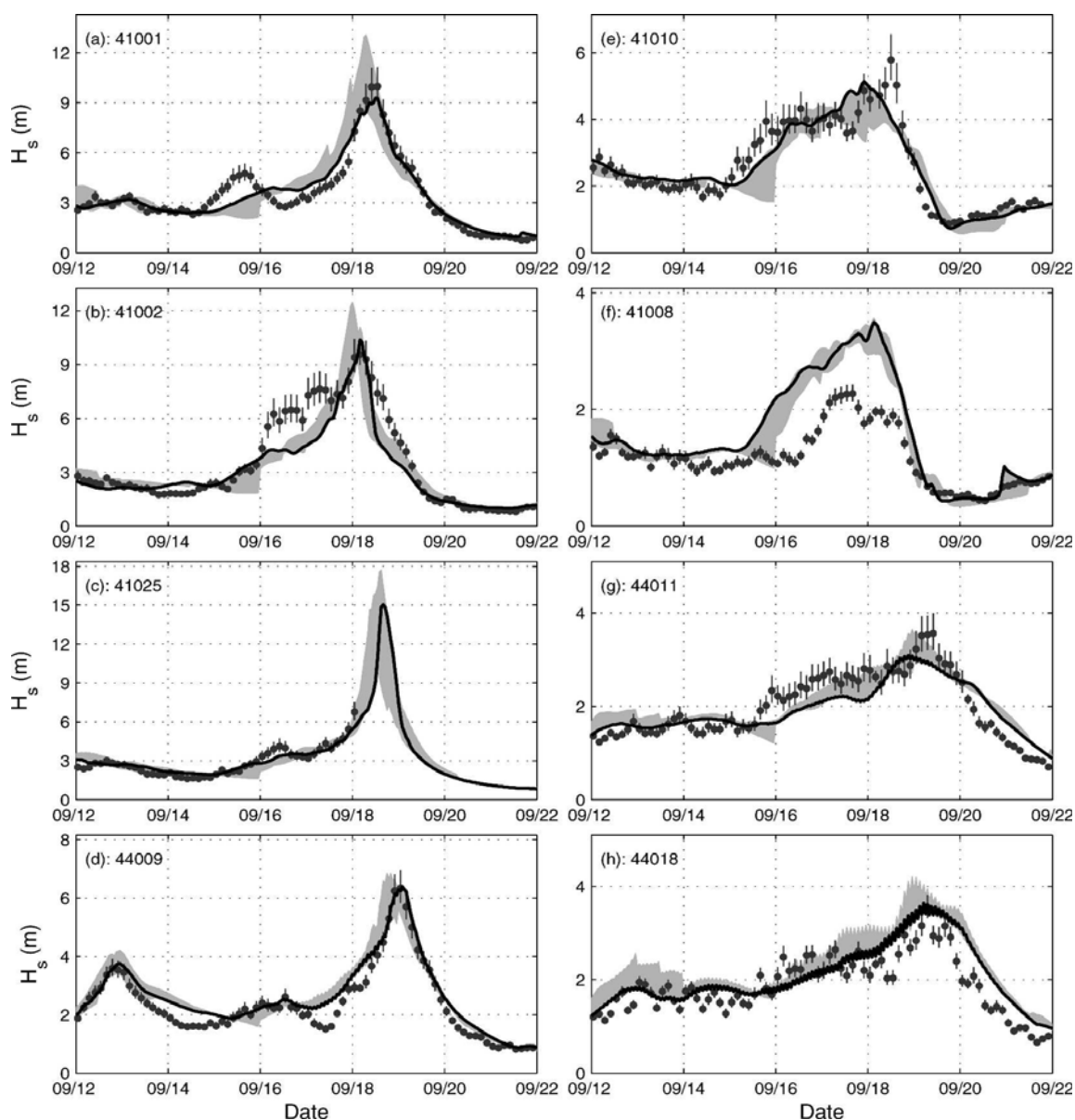


Рис. 2.6. Расчет высоты волн по модели НАН и данные измерений на буюх. Затененные области – расчет по модели; черные кружки – осредненная высота волн на буюх; вертикальные линии на кружках – 95 % доверительный интервал.

Статистические оценки результатов расчетов показали, что специально разработанная для расчета характеристик волнения в тропических циклонах модель НАН воспроизвела волнение лучше, чем модель WNA, особенно в период наибольшей интенсивности урагана Isabel.

Подобные расчеты были выполнены для 2005 г. [47]. Сезон ураганов в Северной Атлантике в 2005 г. был экстраординарным не только по продолжительности (май-декабрь), но и по количеству и интенсивности ТЦ. Всего было зарегистрировано 27 тропических циклонов, из которых 15 достигли стадии урагана, а 4 из них (Emili, Katrina, Rita и Wilma) достигли 5-й наивысшей категории (рис. 2.7).

Расчеты характеристик волнения проводились по указанным выше моделям. Результаты расчетов сравнивались с данными измерений на 30 заякоренных буйах, расположенных в Северной Атлантике и Мексиканском заливе.

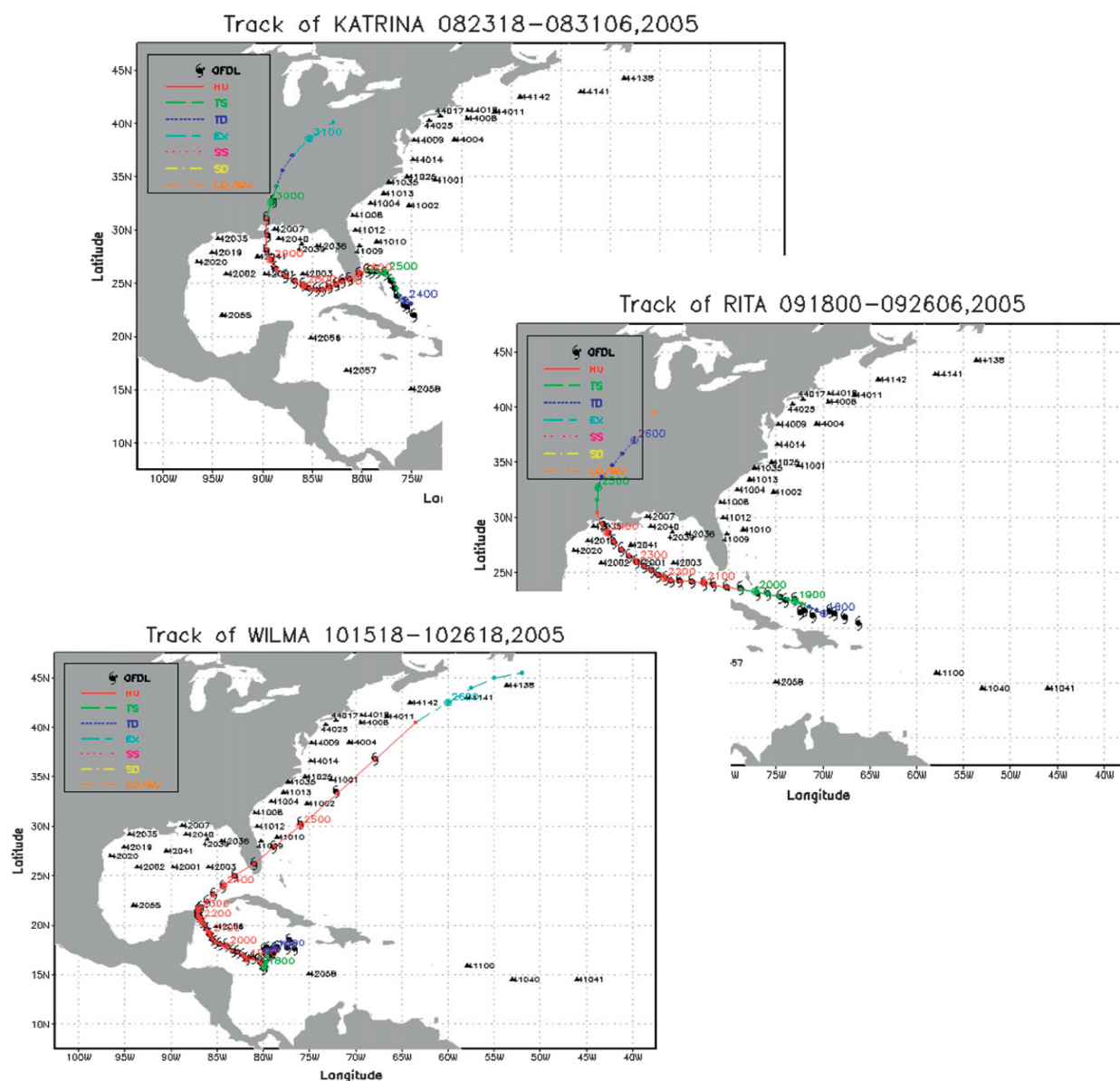


Рис. 2.7. Траектории ураганов Katrina, Rita и Wilma в 2005 г.

Оценки прогнозов показывают, что различие между прогностическими и фактическими максимальными высотами волн не превышает 30 %, а различие во времени их формирования не превышает 5 часов. На рис. 2.8 показаны поля ветра и высот волн по моделям WNA и НАН для урагана Katrina 29.09.2005 г.

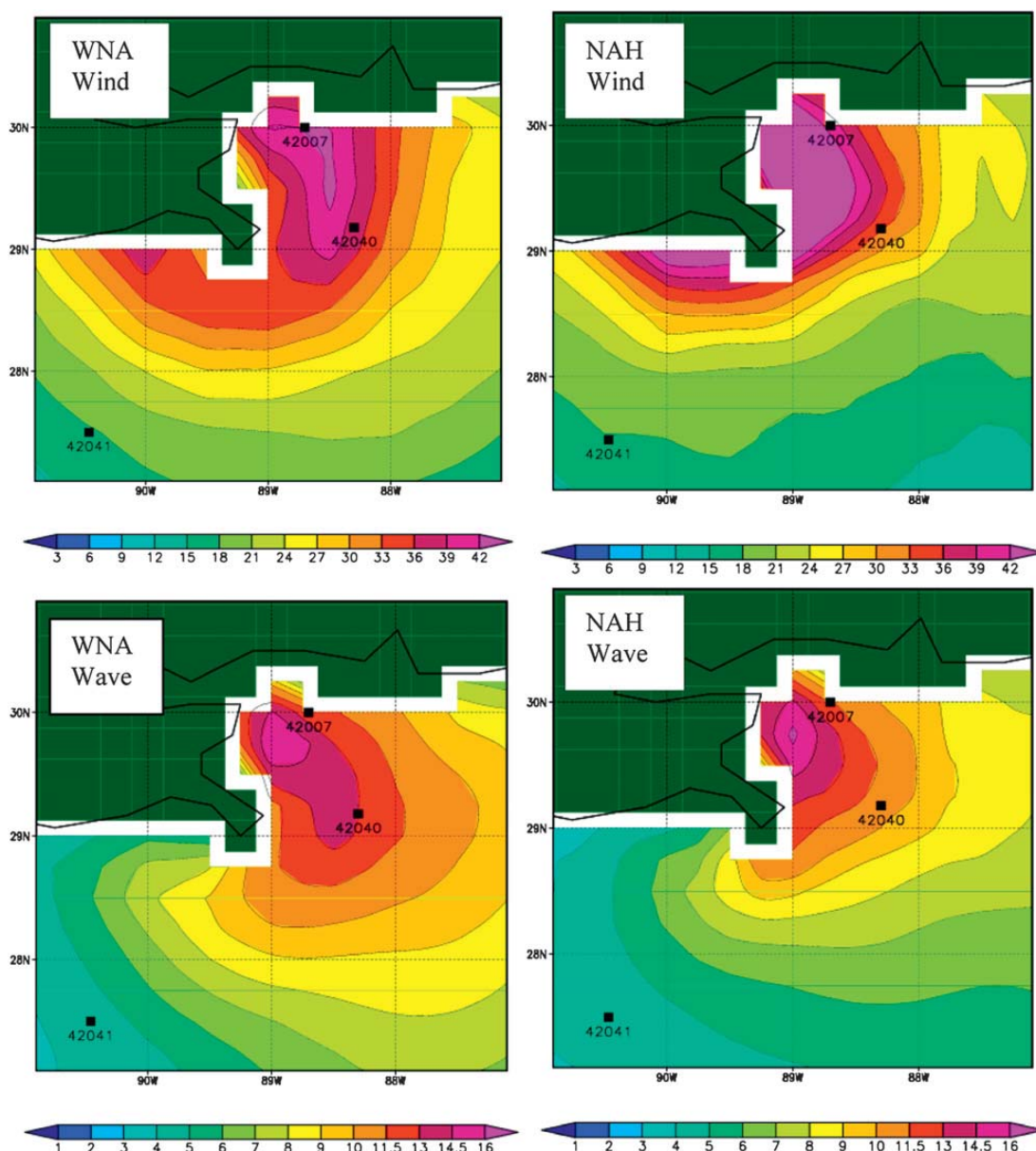


Рис. 2.8. Сравнение прогностических полей ветра (верхняя панель) и высоты волн (нижняя панель) по модели WNA (слева) и модели NAH (справа) для урагана Katrina на 12 ч ВСУ 29.09.2005 г.

Области максимального ветра сдвинуты между моделями на 10-20 км. Соответственно сдвинуты и области максимального волнения. В целом, обе модели показали вполне удовлетворительные результаты оперативного прогноза волнения в тропических циклонах.

2.3. Черное море

Из данных табл. 1.1 следует, что в Черном море 1 раз в 50 лет возможна волна 3 %-ной обеспеченности высотой 9,7 м и 0,1 %-ной обеспеченности высотой 13,6 м. Сведения об инструментально измеренных высотах экстремальных волн в Черном море немногочисленны.

Можно привести данные о волне высотой 12,3 м, зафиксированной 1.02.2003 г. в северо-восточной части Черного моря на заякоренном бую (глубина места 85 м) [12] (рис. 2.9) Синоптическая ситуация при возникновении экстремального волнения характеризовалась образованием вторичного циклона с центром в районе Крымского полуострова на южной периферии обширного основного циклона. Максимальная скорость ветра на периферии циклона составляла 20–25 м/с.

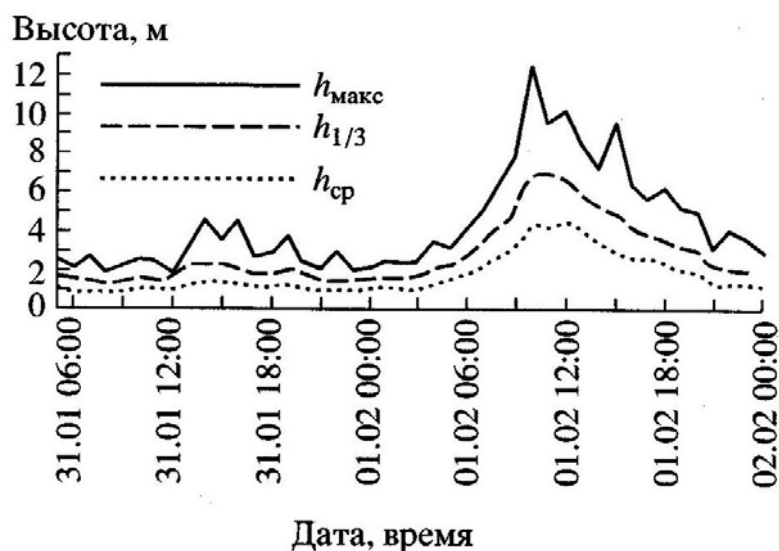


Рис. 2.9. Параметры ветрового волнения в Черном море при шторме 31.01–02.02.2003 г. по данным наблюдений ($h_{\text{макс}}$ – высота максимальной волны; $h_{1/3}$ – значительная высота волн; $h_{\text{ср}}$ – средняя высота волн).

Численное моделирование эволюции штормового волнения в этот период [18] на основе модели [28] показало, что в период, предшествующий моменту образования экстремальной волны, область сильного шторма с высотами волн до 5 м приближалась к бую с юго-запада. Причем в этом районе уже существовала система волн зыби, направление перемещения которой совпадало с направлением ветра. Источником волн зыби являлась перемещающаяся область сильного шторма.

На основе анализа данных натурных наблюдений, лабораторных экспериментов и численного моделирования в [18] выдвинута гипотеза, что экстремальные волны могут формироваться в штормовых ситуациях, когда происходит усиление локальным ветром зыби, распространяющейся примерно в направлении ветра.

Сведения об экстремальных характеристиках ветра и волнения Черного моря содержатся, в частности, в атласе [15]. В расчетах использовались поля ветра, полученные с помощью региональной модели атмосферной циркуляции HadRM3H на основе данных реанализа ERA 40 (1958–1997 гг.) с разрешением 1,2°. Выходные данные – поля ветра на высоте 10 м с разрешением 0,2° и временной дискретностью 1 час.

Расчет характеристик ветрового волнения проводился на основе модели WAM. На первом этапе расчет выполнялся для всего Черного моря за 1958–1997 гг. на сетке с шагом $0,25^\circ$. На втором этапе – для северо-западного района Черного моря с шагом $0,1^\circ$.

Наибольший интерес представляет воспроизведение шторма в северо-западной части моря 10–11 ноября 1981 г., который явился самым сильным штормом для этого района за весь рассматриваемый период. По расчетам, максимальная скорость ветра достигала 25,4 м/с, значительная высота волны – 6,4 м, максимальная высота волн – 12,8 м. Период таких волн – 9 с, длина – 125 м. Экстремальные волны привели к значительным повреждениям буровой платформы в Каркинитском заливе.

Характеристики волнения в этом шторме рассчитывались также в работе [17]. Было получено, что при максимальном развитии шторма максимальная высота волн могла достигать 17–18 м. По наблюдениям, у юго-западного побережья Крыма была зафиксирована волна высотой 7,3 м.

В [9] с применением волновой модели SWAN на основе реанализа NCEP/NCAR выполнен расчет параметров волнения в Черном море с 1948 по 2010 г. Проведен анализ пространственного распределения режимных и экстремальных величин высоты волны. В распределении максимальных значений высот волн выделены два района с наиболее развитым штормовым волнением – юго-западная и северо-восточная части моря. Максимальные высоты волн здесь превышают 6,5 м.

Установлено, что для акватории Черного моря характерными являются два типа штормовых синоптических ситуаций. В первом ложбины средиземноморских циклонов с центрами на востоке Средиземного моря и над Малой Азией выходят на Черное море, где формируется локальный центр пониженного давления.

Второй, более редкий тип, характеризуется смещением подвижного циклона с севера Европы в юго-восточном направлении («ныряющий» циклон) или быстрым распространением ложбины на юг от Скандинавии и Балтики на Восточную Европу и Европейскую часть России с возможным формированием локального глубокого циклона в северной части моря.

Выполнена оценка максимальных возможных высот волн повторяемостью 1 раз в 100 лет. Значение этой величины превышает 14 м в районах южнее и юго-западнее Крыма, что близко к данным табл. 1.1.

Выполненное в [13] моделирование волны в Черном море высотой 10,3 м на основе нелинейного уравнения Шредингера показало, что эта волна образовалась в группе волн, амплитуда которых больше, чем амплитуда окружающих волн. Характерный масштаб локализации волны оказался равным 20 м, а время генерации 4,3 с, т. е. волна сформировалась внезапно.

11 ноября 2007 г. штормовой ветер и сильное волнение в Черном и Азовском морях привели к крушению нескольких судов в Керченском проливе. В результате крушения танкера «Волгонефть-139» в море попало большое количество нефтепродуктов, что привело к крупной экологической катастрофе. Циклон, вызвавший штормовое волнение, сформировался 10 ноября над северными районами Греции и 11 ноября пересек Черное море. Циклон быстро углубился до 980 гПа. Скорость падения давления достигала 5 гПа за 3 часа, т. е. близко к взрывному циклогенезу. Циклон был не очень глубоким, но с большими градиентами давления, что обусловило скорости ветра до 30–35 м/с [22].

Для расчета волнения в зоне циклона в [22] использовалась модель SWAN. На первом этапе расчет выполнялся на сетке с шагом 10 миль для всей акватории Черного и Азовского морей (рис. 2.10).

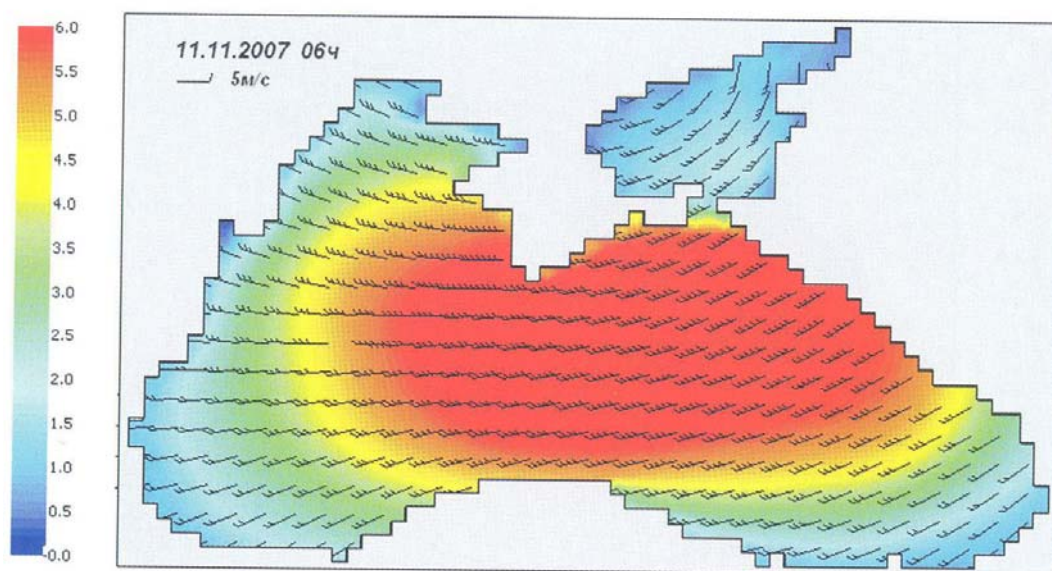


Рис. 2.10. Поля ветра и волнения на Черном море 11.11.2007 г., 06 ч ВСУ. Слева – шкала высот значительных волн (м).

На втором этапе расчет проводился для северной части Черного моря с Керченским проливом на сетке с шагом 2 мили. Расчеты показывают, что в открытом море волны могли достигать 9 м и более (рис. 2.11). В Керченском проливе и на подходах к нему – 3–7 м (рис. 2.12).

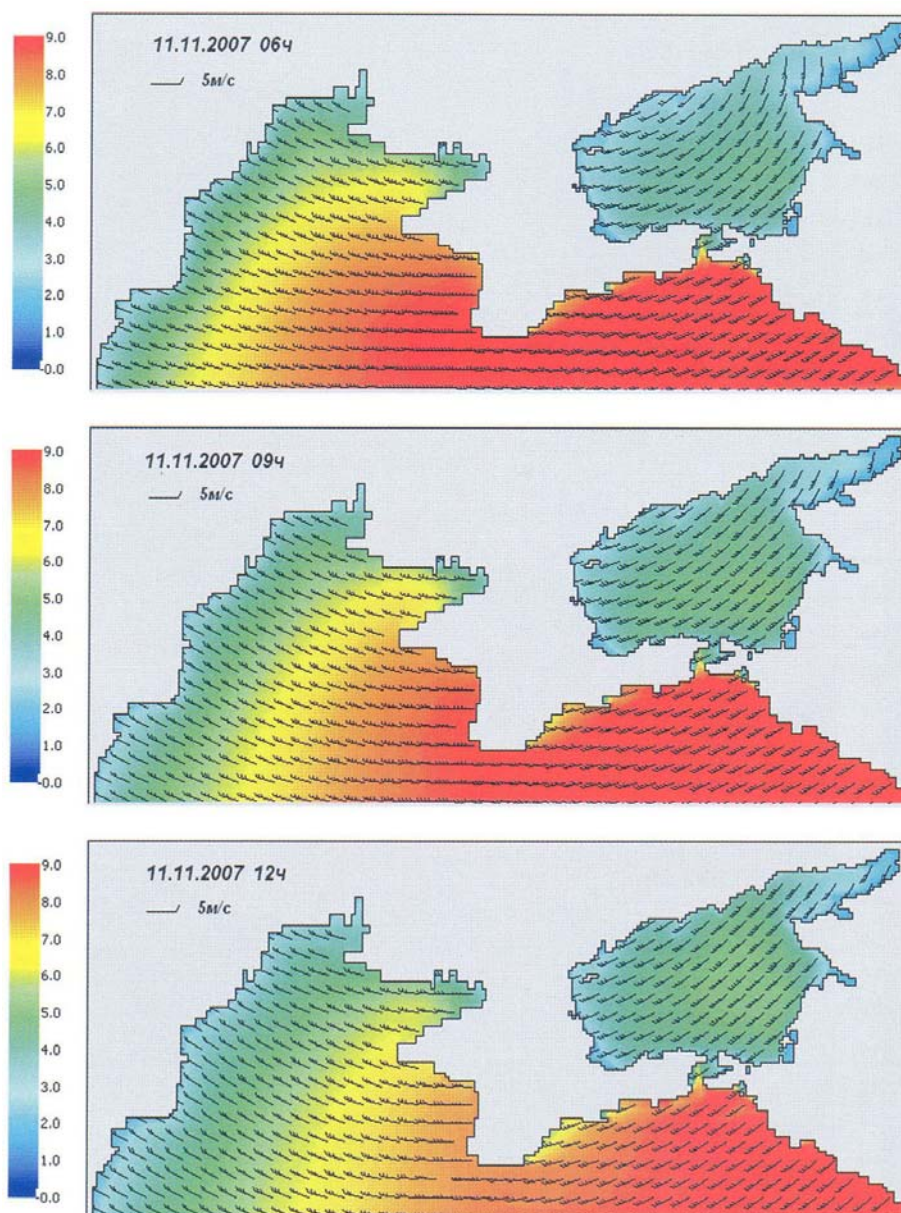


Рис. 2.11. Поля ветра и волнения в северной части Черного моря 11.11.2007 г., 06, 09 и 12 ч ВСВ. Слева – шкала высот значительных волн (м).

Таким образом, по результатам инструментальных измерений и численного моделирования экстремальные волны в Черном море могут достигать высоты 12–13 м. Наиболее вероятная ситуация развития таких волн возникает в случае, если направление штормового ветра соответствует направлению уже существующих волн зыби.

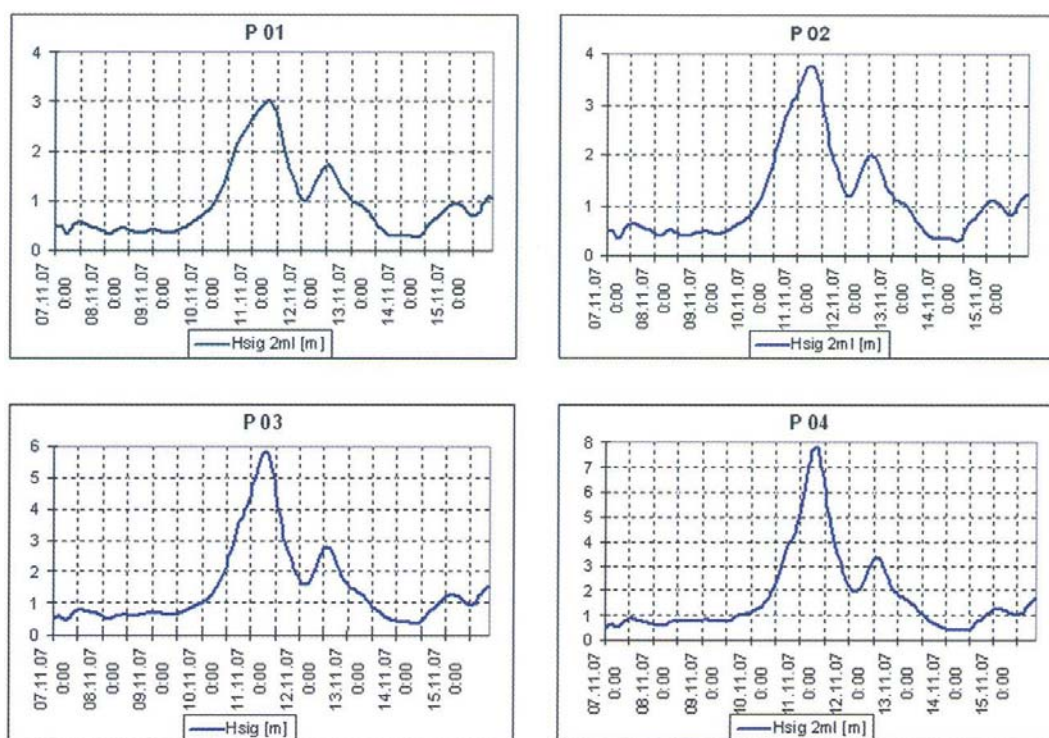


Рис. 2.12. Временной ход высот значительных волн (м) 7-15.11.2007 г. в Керченском проливе и на подходах к нему.

2.4. Балтийское море

Волновой климат Балтийского моря характеризуется некоторыми специфическими особенностями, такими как преобладание сравнительно коротких и крутых волн, а также существование волн почти такой же высоты, как в значительно большем по размерам Средиземном море [33]. Обычно большую крутизну волн в Балтийском море связывают с его небольшими глубинами (в среднем 54 м), однако в большинстве случаев увеличение крутизны есть результат коротких, но сильных штормов с ограниченной длиной разгона.

В осенне-зимний период в Балтийском море наблюдаются кратковременные (12–18 ч) штормы с повторяемостью 10–15 % [7]. Наибольшие расчетные скорости ветра в штормах 29–32 м/с, в отдельных случаях 34–36 м/с. Высота волн в осенне-зимний период в открытых районах моря и на входе в Финский залив может достигать 7–8 м. Наибольшая высота волн 5 %-ной обеспеченности составляет в северной и центральной частях моря 9–11 м. С помощью стереофотосъемки была зафиксирована волна высотой 9 м [7].

Представление о максимальной высоте волн в юго-западной части Балтийского моря можно получить по данным измерений с помощью волноизмерительного буя «Waverider» в точке 54°41.9' с. ш., 12°42.0' в.д. с глубиной 20 м (табл. 2.3) [60].

**Максимальная высота волн в юго-западной части Балтийского
моря во время наиболее сильных штормов в 1993–2010 гг.**

Дата	Максимальная высота волн (м)
14.01.1993	3,9
03.11.1995	4,5
04.12.1999	3,9
21.02.2002	3,8
18.11.2004	3,5
08.01.2005	3,5
13.02.2005	3,5
23.02.2005	4,0
31.12.2006	3,6
27.06.2007	3,7
22.03.2008	3,7
10.01.2010	4,0
30.01.2010	3,7

Следует отметить, что в центральной части Балтийского моря в январе 1984 г., декабре 1999 г. и декабре 2004 г. были зарегистрированы волны высотой более 7 м, а 22 декабря 2004 г. – единичная волна высотой около 14 м [60].

Измерения 08.01.2005 г. (табл. 2.3) были сделаны во время шторма Gudrun, который в других районах Балтийского моря вызвал более высокие волны [60]. Шторм Gudrun прошел по северной Европе 7–9.01.2005 г. и достиг силы урагана в Северном море. В Балтийском море он немного ослабел, но тем не менее был одним из сильнейших штормов в этом регионе за последние 40 лет. Шторм характеризовался очень сильным ветровым волнением в центральной части Балтийского моря (ЦЧБМ) и в Финском заливе. Инструментально волны измерялись на трех буйах, поэтому эти данные только частично отражают волнение в зоне шторма.

Численное моделирование волнения в период шторма выполнялось Метеорологической службой Германии (DWD), Датским метеорологическим институтом (DMI) и Финским институтом морских исследований (FIMR). Все расчеты проводились на основе модели WAM без усвоения данных с разными полями ветра и разным пространственно-временным разрешением. По данным атмосферных моделей, скорость ветра в ЦЧБМ и входе в Финский залив была 20–24 м/с с максимумом 29 м/с. По расчетам высота волн достигала 9,5 м в ЦЧБМ и 5 м в Финском заливе [60] (рис. 2.13–2.14).

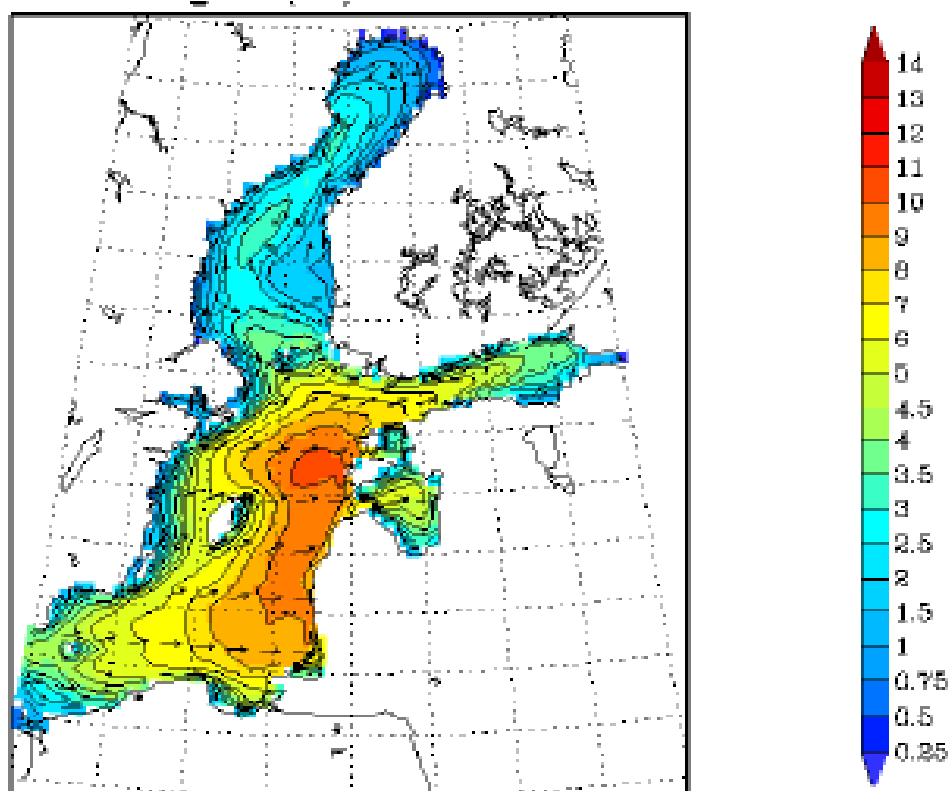


Рис. 2.13. Значительная высота волн (м) и направление распространения волнения (стрелки) в Балтийском море 09.01.2005 г., 00 ч ВСВ по расчетам DMI.

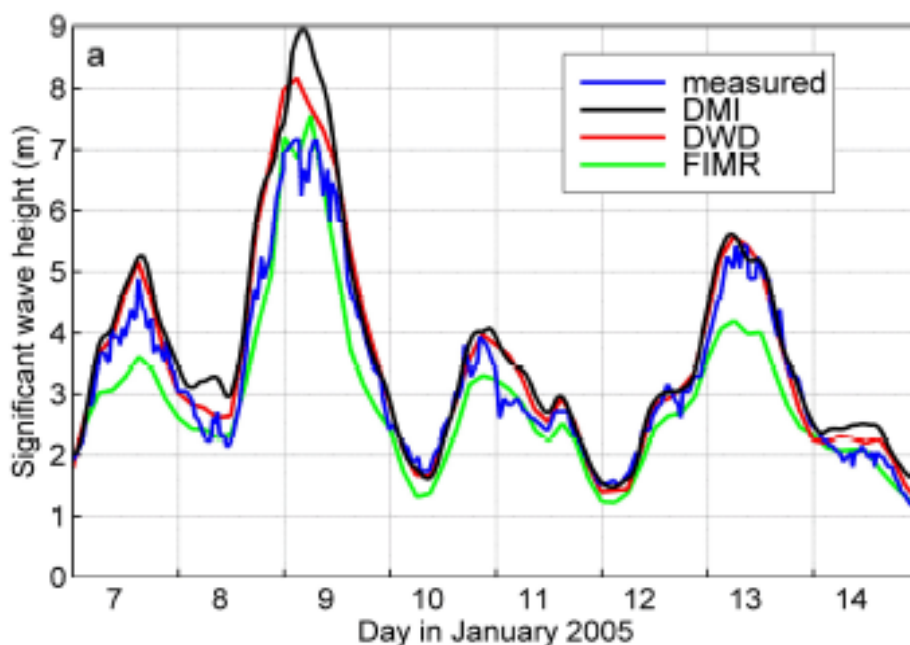


Рис. 2.14. Значительная высота волн, м, 7–14.01.2005 г. в Балтийском море ($59^{\circ} 15'$ с. ш., $21^{\circ} 00'$ в. д.). Черная линия – расчет DMI, красная – DWD, зеленая – FIMR, синяя – наблюдения на буе.

По измерениям на буях, максимальная высота волн в центральной части моря составила 7,2 м, в Финском заливе – 4,5 м. Эти значения не превышают максимальных высот волн по измерениям в предшествующие годы: 7,7 м в ЦЧБМ при шторме 22.12.2004 г. и 5,2 м в Финском заливе в ноябре 2001 г.

Вместе с тем, особенность шторма Gudrun заключалась в том, что он вызвал волны высотой более 9 м, которые были неожиданны с точки зрения имеющейся статистики волн Балтийского моря. Нельзя исключать вероятности возникновения шторма, который вызовет волны еще большей высоты. Это произойдет, если глубокий циклон, перемещающийся на северо-северо-восток, создаст в течение длительного времени однородное поле ветра над всей центральной частью Балтийского моря [60].

2.5. Баренцево море

Зоны штормового волнения в Баренцевом море в большинстве случаев образуются при выходе на акваторию моря глубоких циклонов с Норвежского моря или Скандинавского полуострова. В 18 наиболее сильных штормах в период с 1955 по 1985 г., по данным судовых наблюдений, высота волн составляла 8–10 м, по расчетам могла достигать 11–13 м [6].

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значительных высот волн в море в период с 2007 по 2010 г. [31]. Отличительной особенностью состояния Северного Ледовитого океана в этот период явилось начавшееся ранее уменьшение площади ледового покрова (минимум в 2007 г.), что обусловило формирование уникальных условий для развития ветрового волнения за счет существования значительных разгонов. В результате повсеместно на акватории арктических морей отмечались сильные шторма, при которых волнение достигало экстремальных значений.

Расчет характеристик волнения в Баренцевом море проводился на основе спектрально-параметрической модели AARI-PD2, которая была разработана сначала в Санкт-Петербургском отделении Государственного океанографического института под руководством И.Н. Давидана, а затем усовершенствована в ААНИИ [11, 21, 31]. На ее основе разработана технология глобального прогноза волнения. Модель неоднократно верифицировалась по инструментальным данным измерений на различных акваториях и сравнивалась с моделями WAM и WAVEWATCH [25]. Сравнения не выявили какого-либо превосходства той или другой модели. Несмотря на простоту, модель AARI-PD2 дает достаточно надежные результаты. Кроме того, модель обладает высоким быстродействием, что позволяет использовать ее в оперативной работе для составления прогнозов волнения в реальном масштабе времени и для решения других прикладных задач режимного характера, в которых необходимо рассчитывать непрерывные ряды полей ветрового волнения за десятки лет.

По результатам модельных расчетов сотрудником ААНИИ В.И. Дымовым была выполнена оценка повторяемости значительных высот волн в Баренцевом море (табл. 2.4).

Таблица 2.4

**Повторяемость (число дней) различных градаций высот волн
в Баренцевом море в период с 2007 по 2010 г.**

Годы	Высота волн (м)						Дни
	0–2	2–4	4–6	6–8	8–10	>10	
2007	28	168	103	39	19	8	365
2008	34	180	93	40	15	4	366
2009	28	156	136	35	7	3	365
2010	43	186	93	28	14	1	365
2007–2010	133	690	425	142	55	16	1461

Как видно из табл. 2.4, на акватории Баренцева моря в период с 2007 по 2010 г. наиболее часто развивалось волнение с высотами волн от 2 до 4 м. Наиболее штормовым оказался 2007 г., а наименее штормовым – 2009 год. 2007 г. также выделяется и по числу случаев, когда значительная высота волн на акватории Баренцева моря превышала 10 м. Основными штормовыми месяцами для Баренцева моря являются январь, февраль, ноябрь и декабрь. Однако в 2010 году значительные высоты волн достигли своей наибольшей высоты (9–11 м) в юго-восточной части моря Баренцева моря в июле и августе, что является довольно редким явлением для летнего сезона (рис. 2.15). Это подтверждается и справочными данными по режиму ветра и волнения в Баренцевом море [34], согласно которому повторяемость таких высот волн в этом районе за весь безледный период (июнь–декабрь) составляет 0,01 % (примерно раз в 10 лет).

В [29] выполнен расчет характеристик волнения в западной части Баренцева моря в период с января 1990 г. по декабрь 1992 г. на основе модели [28] и модели WAM. Для верификации моделей использовались данные измерений на норвежском буе «Нордкап» с дискретностью 6 ч. В рассматриваемый период в результате сильных штормов значительная высота волн (ЗВВ) в районе буя достигала 8–10 м. Модели удовлетворительно воспроизвели изменчивость штормового волнения: средняя квадратическая ошибка расчета ЗВВ по модели [28] составила 0,75 м, по модели WAM – 0,82 м.

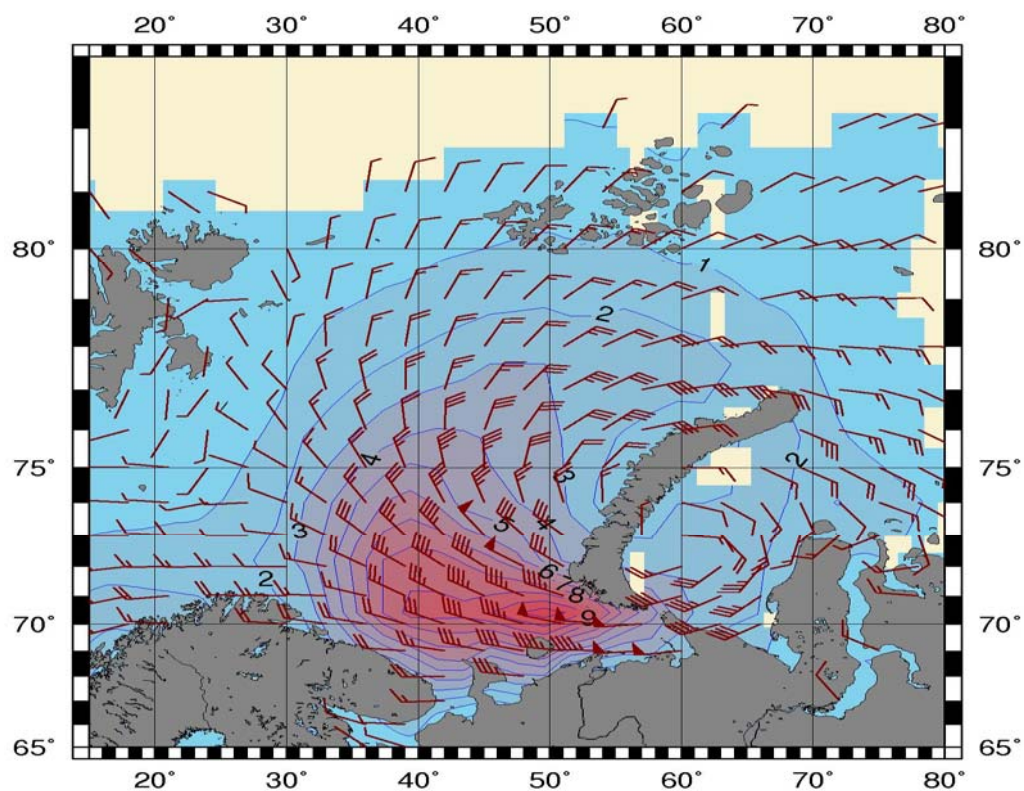


Рис. 2.15. Поле ветра и высот волн в Баренцевом море на 06 ч ВСВ 24 июля 2010 г.

Заключение

Информация об экстремальных волнах в океанах и морях основана на спутниковой альтиметрии, измерениях самописцами волнения на судах, буях и платформах. На основе спутниковой информации за период с августа 1991 г. по март 2010 г. в Мировом океане было зарегистрировано 5256 волн с высотой более 12 м, из которых 1046 имели высоту более 14 м и 185 – более 16 м. Из 5256 случаев 26 % относится к акватории Северной Атлантики. Из инструментально измеренных экстремальных волн на морях можно отметить волну высотой 25,6 м в Северном море, 14,7 м в Японском море и 12,3 м в Черном море.

Рассмотрение условий формирования экстремальных волн (с высотой более 14 м) на примере Северной Атлантики показало, что абсолютное большинство волн (74 % случаев) возникает при положительной фазе североатлантического колебания (САК). Наиболее часто экстремальное волнение вызывается глубокими циклонами с давлением в центре от 940 до 960 гПа, причем эти циклоны проходят стадию взрывного циклогенеза со скоростью заглубления более 1 гПа в час.

Траектории зон опасного волнения (с высотой волн более 8 м) в Северной Атлантике зависят от сочетания фаз САК и восточно-атлантического колебания (ВАК). Количество глубоких циклонов, формирующих зоны опасного волнения в зимний период, увеличивается в случае преобладания положительной фазы ВАК и уменьшается при развитии отрицательных фаз САК и ВАК.

Современные спектральные модели волнения (WAM, WAVEWATCH, SWAN, AARI-PD2 и др.) позволяют удовлетворительно воспроизводить характеристики волнения, в том числе экстремального, в океанах и морях. Необходимо дальнейшее развитие системы наблюдений за экстремальными волнами и совершенствование численных моделей диагноза и прогноза экстремального волнения, в том числе так называемых волн-убийц.

Литература

1. Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. М.; Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009. 287 с.
2. Абузяров З.К., Нестеров Е.С. О связи ветра и волнения в Северной Атлантике с колебаниями атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 63–71.
3. Атлас волнения северной части Атлантического океана. Обнинск.: Артифекс, 2009. 77 с.
4. Бадулин С.И., Иванов А.Ю., Островский А.Г. Волны-убийцы и их дистанционное зондирование // Исследования Земли из космоса. 2006. № 1. С. 77–92.
5. Бухановский А.В., Лопатухин Л.И. Экстремальные и необычные ветровые волны: измерения, расчет, прогноз // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т. 4. № 4. С. 5–17.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том I. Баренцево море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том III. Балтийское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 450 с.
8. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VI. Каспийское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 359 с.
9. Гиппиус Ф.Н., Архипкин В.С., Суркова Г.В. Оценка современных характеристик и многолетней изменчивости экстремального волнения на Черном море // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. 2013. №. 27. С. 92–96.
10. Григорьева В.Г., Гулев С.К. Аномальные ветровые волны в Мировом океане по данным попутных судовых наблюдений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т. 4. № 4. С. 18–26.
11. Давидан И.Н., Давидан Г.И., Дымов В.И., Пасечник Т.А. Модифицированная версия спектрально-параметрической модели ветрового волнения и результаты ее верификации // Известия РГО. 2010. Т. 142. № 2. С. 31–39.
12. 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. Т. 43. № 6. С. 948–950.
13. Дивинский Б.В., Левин Б.В., Лопатухин Л.И., Пелиновский Е.Н., Слюняев А.В. Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 690–695.
14. Доценко С.Ф., Иванов В.А., Побережный Ю.А. Волны-убийцы в северо-западной части Черного моря: анализ волнографических данных, связь с метеорологическими условиями в зимний период 2000–2001 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т. 4. № 4. С. 27–34.
15. Ефимов В.В., Комаровская О.И. Атлас экстремального ветрового волнения Черного моря // Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2009. 59 с.
16. Зеленко А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Труды ГОИН. 2014. № 215. С. 90–101.

17. Кабатченко И.М., Матушевский Г.В., Резников М.В., Заславский М.М. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 61–71.
18. Кузнецов С.Ю., Дулов В.А., Сапрыкина Я.В., Доценко С.Ф. и др. Экстремально опасные штормовые условия в Черном море. Севастополь: НЦП «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2011. 66 с.
19. Куликова И.А., Реснянский Ю.Д. О низкочастотной изменчивости и типах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 1995. № 10. С. 5–12.
20. Куркин А.А., Пелиновский Е. Н. Волны-убийцы: факты, теория и моделирование. Нижний Новгород: Нижегородский гос. тех. университет, 2004. 158 с.
21. Лавренев И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 499 с.
22. Лопатухин Л.И., Бухановский А.В., Чернышева Е.С., Колесов А.М. О шторме на Черном море в ноябре 2007 г. // Российский речной регистр. М., 2009. 36 с.
23. Лопатухин Л.И. Ветровое волнение: учеб. пособие. СПб.: ВВМ, 2012. 165 с.
24. Лукин А.А., Нестеров Е.С. Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2011. № 12. С. 36–44.
25. Нестеров Е.С., Абузяров З.К., Григорьева Г.А., Давидан И.Н., Дымов В.И., Пасечник Т.А. Оценка точности расчета смешанного волнения в океане по современным численным моделям // Метеорология и гидрология. 2011. № 10. С. 44–52.
26. Нестеров Е.С., Лукин А.А. Об экстремальном волнении в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 2012. № 11. С. 46–55.
27. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада, лтд, 2013. 144 с.
28. Полников В.Г. Модель ветрового волнения с оптимизированной функцией источника // Известия РАН. ФАО. 2005. Т. 41. № 5. С. 655–672.
29. Полников В.Г., Дымов В.И., Пасечник Т.А. и др. Тестирование и верификация модели ветрового волнения с оптимизированной функцией источника // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 11–18.
30. Полников В.Г., Погарский Ф.А., Саннасираджд С.А. Моделирование и анализ изменчивости поля ветровых волн в Индийском океане за период 1998–2009 годов.
<http://geo.ifaran.ru/files/download/7702>.
31. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях // под ред. Е.С. Нестерова. М.: ИГ-СОЦИН, 2013. 295 с.
32. Рожков В.А., Лопатухин Л.И., Лавренев И.В. и др. Моделирование штормового волнения // Известия РАН. ФАО. 2000. Т. 36. № 5. С. 689–699.
33. Соомере Т., Куркина О. Статистика экстремального волнения в юго-западной части Балтийского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т. 4. № 4. С. 43–57.
34. Справочные данные по режиму ветра и волнения Баренцева, Охотского и Каспийского. СПб: Российский морской регистр судоходства, 2003. 214 с.

35. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей. СПб: Российский морской регистр судоходства, 2006. 452 с.
36. Справочные данные по режиму ветра и волнения Японского и Карского морей. СПб: Российский морской регистр судоходства, 2009. 356 с.
37. Справочные данные по режиму ветра и волнения шельфа Берингова и Белого морей. СПб: Российский морской регистр судоходства, 2010. 565 с.
38. Справочные данные по режиму ветра и волнения шельфа Баренцева и Карского морей. СПб: Российский морской регистр судоходства, 2013. 334 с.
39. Хаин А.П., Сутырин Г.Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. Л.: Гидрометеопиздат, 1983. 272 с.
40. Bidlot J.-R., Janssen P.A.E.M. Extreme sea state prediction at ECMWF) // 11 International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Halifax, October 19-23. 2009. JCOMM-TR-52. WMO/TD-NO. 1533. <http://www.waveworkshop.org/11thWaves/ProgramFrameset.htm>
41. Bocquet F.-X. Development of wave ensemble system at the Met Office // 11 International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Halifax, October 19–23. 2009. JCOMM-TR-52. WMO/TD-NO. 1533. <http://www.waveworkshop.org/11thWaves/ProgramFrameset.htm>
42. Cardone V.J., Cox A.T., Morrone M.A., Swail V.R. Satellite altimeter detection of global very extreme sea states (VESS) // 11 International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Halifax, October 19-23. 2009. JCOMM-TR-52. MO/TD-NO. 1533.
<http://www.waveworkshop.org/11thWaves/ProgramFrameset.htm>
43. Cardone V.J., Cox A.T., Morrone M.A., Swail V.R. Global distribution and associated synoptic climatology of very extreme sea states (VESS) // 12 International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Hawaii, October 31-November 4. 2011. JCOMM-TR-67.<http://www.jcomm.info/index.php>
44. Cardone V.J., Jensen R.E., Resio D.T. et al. Evaluation of contemporary ocean wave models in rare extreme events: the “Halloween storm” of October 1991 and the “Storm of the century” of March 1993 // J. Atm.Ocean.Technol. 1996. Vol. 13. No. 1. P. 198–230.
45. Cassou C., Minvielle M., Terray L. et al. A statistical-dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part 1: Weather regimes as predictors for ocean surface variables // Climate Dynam. 2011. Vol. 36. P. 19–39.
46. Chalikov D. Freak waves: their occurrence and probability // Phys. Fluids. 2009. Vol. 21. No. 7. P. 076602-1–076602-18.
47. Chao Y.Y., Tolman H.L. Performance of NCEP regional wave models in predicting peak sea states during the 2005 North Atlantic hurricane season // Weather and forecasting. 2010. Vol. 25. No. 5. P. 1543–1567.
48. Christou M., Ewans K. Field measurements of rogue water waves // J. Phys. Oceanogr. 2014. Vol. 44. No. 9. P. 2317–2335.
49. Dacre, H.F., Hawcroft M.K., Stringer M. A et al. An extratropical cyclone atlas: a tool for illustrating cyclone structure and evolution // Bull. Amer. Met. Soc. 2012. Vol. 93. No. 10. P. 1497–1502.

50. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The Era-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quart. J. Roy. Met. Soc.*-2011.- Vol.137.- P. 553–597.
51. Hanafin J., Quilfen Y., Vandemark D. et al. Phenomenal sea states and swell radiation: a comprehensive analysis of the 12-16 February 2011 North Atlantic storms // *Bull. Amer. Met. Soc.* 2012. Vol. 93. No. 12. P. 1825–1832.
52. Holliday N.P., Yelland M.J, Pascal R. et al. Were extreme waves in the Rockall Trough the largest ever recorded? // *Geophys. Res. Letters*. 2006. Vol.33. L05613. doi: 10.1029/2005GL025238.
53. Lackmann G.M., Bosart L.F., Keyser D. Planetary - and synoptic-scale characteristics of explosive wintertime cyclogenesis over the western North Atlantic ocean // *Mon. Weath. Rev.* 1996. Vol. 124. No. 12. P. 2672–2702.
54. Lackmann G.M., Keyser D., Bosart L.F. A characteristic life cycle of upper-tropospheric cyclogenetic precursors during the experiment on rapidly intensifying cyclones over the Atlantic (ERICA) // *Mon. Weath. Rev.* 1997. Vol. 125. No. 11. P. 2729–2758.
55. Lalbeharry R., Bigio R., Thomas B.R. et al. Numerical simulation of extreme waves during the storm of 20-22 January 2000 using winds generated by the CMC weather prediction model // *Atm.-Ocean*. 2009. Vol. 47. No. 1. P. 99–122.
56. Nikolkina I., Didenkulova I. Rogue waves in 2006–2010 // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011. Vol. 11. P. 2913–2924.
57. Pinto J.G. et al. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO // *Clim. Dyn.* 2009. Vol. 32. P. 711–737.
58. Rudeva I. and. Gulev S. Composite analysis of North Atlantic extratropical cyclones in NCEP–NCAR reanalysis data // *Mon. Weath. Rev.* 2011. Vol. 139. No. 5. P. 1419–1446.
59. Saetra O., Bidlot J.-R. Potential benefits of using probabilistic forecasts for waves and marine winds based on the ECMWF ensemble prediction system // *Weather and Forecasting*. 2004. Vol. 19. No. 4. P. 673–689.
60. Soomere T., Behrens A., L. Tuomi L., Nielsen J. W. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Gudrun // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2008. Vol. 8. P. 37–46. <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/8/37/2008/>
61. Sterl A., Caires S. Climatology, variability and extrema of ocean waves: the Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas // *Int. J. Climatol.* 2005. Vol. 25. No. 7. P. 963–977.
62. Tolman H.L., Alves J.G.M., Chao Y.Y. Operational forecasting of wind-generated waves by hurricane Isabel at NCEP // *Weather and forecasting*. 2005. Vol. 20. No. 4. P. 544–557.
63. Vrazhkin A.N. Application of spectral wave model for some areas of the Far Eastern seas and the Pacific Ocean // *Pacific Oceanography*. 2013. Vol. 6. No. 1. P. 5–9.
64. Wang, X.L., Swail V.R. Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields // *J. Climate*. 2002. Vol. 15. No. 9. P. 1020–1035.

65. Yelland M.J., Holliday N.P., Skjelvan I. et al. Continuous observations from the weather ship Polarfront at station M // The OceanObs'09 Conference, 21-25 Sept.2009, Venice, Italy.
<http://www.oceanobs09.net/index.php>
66. Young I.R., Burchell G.P. Hurricane generated waves as observed by satellite // Ocean Engng. 1996. Vol. 23. No. 8. P. 761–776.
67. Zakharov V.E., Zaslavskii M.M., Kabatchenko I.M., Matushevskii G.V., Polnikov V.G. Conceptually new wind-wave model // The Wind Driven Air-Sea Interface. Proc. ASI-93, Sydney, Australia, 1999. P. 159–164.

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Экстремальные волны в океанах и морях	5
1.1. Климатические характеристики экстремального волнения в океанах и морях.....	5
1.2. Экстремальные волны в Мировом океане по данным наблюдений.....	9
1.3. Экстремальные волны в Северной Атлантике.....	15
1.4. Синоптические процессы формирования экстремального волнения.....	18
1.5. Динамика зон опасного волнения в Северной Атлантике.....	25
Глава 2. Моделирование экстремального волнения	31
2.1. Внетропические широты.....	31
2.2. Тропические циклоны.....	36
2.3. Черное море.....	41
2.4. Балтийское море.....	46
2.5. Баренцево море.....	49
Заключение	52
Литература	53