

**ОПИСАНИЕ МЕТОДИК И ТЕХНОЛОГИЙ  
ПРИМЕНЯЕМЫХ В КОМПАНИИ ИНФОМАР  
(на примере Каспийского моря)**

**СОДЕРЖАНИЕ**

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	<b>3</b>
<b>1. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА И ВОЛНЕНИЯ</b> .....	<b>4</b>
<b>1.1. Гидродинамическая модель, используемая при расчете волнения</b> .....	<b>5</b>
<b>2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ РАСЧЕТАХ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА И ПРИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ВОЛН</b> .....	<b>13</b>
<b>3. РАСЧЕТ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА</b> .....	<b>15</b>
<b>4. СТАТИСТИКА МОРСКОГО ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ</b> .....	<b>18</b>
<b>4.1. Комбинированные распределения высот волн на акватории неограниченной глубины</b> .....	<b>18</b>
<b>4.2. Аппроксимативное распределение экстремумов высот волн на акватории ограниченной глубины и оценки высот волн, возможных 1 раз в Т лет</b> .....	<b>19</b>
<b>4.3. Экстремальные характеристики волнения</b> .....	<b>21</b>
<i>4.3.1. Высоты волн <math>p</math> % обеспеченности, возможные 1 раз в <math>n</math> лет</i> .....	<i>21</i>
<i>4.3.2. Расчетные периоды, соответствующие высотам волн, возможных 1 раз в <math>n</math> лет</i> .....	<i>21</i>
<i>4.3.3. Расчетные длины, соответствующие волнам, возможным 1 раз в <math>n</math> лет</i> .....	<i>23</i>
<i>4.3.4. Превышение гребня волны обеспеченностью 0,1%, возможной 1 раз в <math>n</math> лет</i> ...	<i>24</i>
<b>4.4. Оперативные характеристики волнения</b> .....	<b>25</b>
<i>4.4.1. Вероятностные характеристики штормов и окон погоды</i> .....	<i>25</i>
<i>4.4.2. Совместные характеристики скорости ветра и волнения</i> .....	<i>26</i>
<b>5. РАСЧЕТ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УРОВНЯ МОРЯ И СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ</b> .....	<b>28</b>
<b>6. ТРЕХМЕРНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ БАРОКЛИННАЯ МОДЕЛЬ СО СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ПОСТОЯННЫХ И СУММАРНЫХ ТЕЧЕНИЙ</b> .....	<b>29</b>

<b>6.1. УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ .....</b>	<b>29</b>
<b>6.2. КОЭФФИЦИЕНТЫ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ .....</b>	<b>30</b>
<b>6.3. ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ.....</b>	<b>31</b>
<b>6.4. АЛГОРИТМ ОСУШЕНИЯ И ЗАТОПЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ .....</b>	<b>32</b>
<b>6.5. НАЧАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ .....</b>	<b>33</b>
<b>6.6. ПРИМЕР РАСЧЕТА ШТОРМОВОГО НАГОНА.....</b>	<b>33</b>
<b>7. ВЕРОЯТНОСТНЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК РЕДКОЙ ПОВТОРЯЕМОСТИ СУММАРНЫХ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ И УРОВНЯ МОРЯ</b>	<b>37</b>
<b>8. МЕТОДЫ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ ОБЛЕДЕНЕНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ.....</b>	<b>42</b>
<b>8.1. МОРСКОЕ ОБЛЕДЕНЕНИЕ .....</b>	<b>43</b>
<i>8.1.1. Определение повторяемости и продолжительности явления.....</i>	<i>43</i>
<i>8.1.2. Расчет массы льда, нарастающего на сооружении .....</i>	<i>44</i>
<b>8.2. АТМОСФЕРНОЕ ОБЛЕДЕНЕНИЕ .....</b>	<b>47</b>
<i>8.2.1. Определение временных характеристик атмосферного обледенения (частота, продолжительность, неблагоприятные периоды).....</i>	<i>48</i>
<i>8.2.2. Расчет гололедных нагрузок .....</i>	<i>50</i>
<i>8.2.3. Расчет изменения параметров атмосферного обледенения с высотой.....</i>	<i>51</i>
<b>9. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ КАРТ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ .....</b>	<b>53</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>58</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Приведено описание методов, при помощи которых получены режимные и экстремальные гидрометеорологические характеристики номенклатуры СП 11-114-2004 [Свод правил по инженерным изысканиям..., 2004], методы обработки и анализа расчетных данных.

В 1996-1999 гг. с целью автоматизации расчетно-теоретических методов, позволяющих достоверно описывать процессы (главным образом динамические) в морской среде, а также получать их режимные характеристики, включая характеристики редкой повторяемости, была разработана компьютерная технология [Зильберштейн и др., 1999], основанная на гидродинамическом и вероятностном моделировании. Данная технология составляет основу гидрометеорологического обеспечения этими характеристиками потребителей, ведущих работы на морях.

Технология включает гидродинамические трехмерные модели физических процессов, результаты расчетов по этим моделям являются исходными данными для вероятностных моделей, по которым рассчитываются характеристики морской среды редкой повторяемости. В основе статистических моделей лежат экспоненциальный законы предельных распределений [Гумбель, 1965] и соотношения Лангбейна [Герман, Левиков, 1988].

## 1. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА И ВОЛНЕНИЯ

Для обеспечения запросов проектирования сооружений на шельфе и выполнения работ, связанных с добычей и транспортировкой нефти и газа, требуется информация о гидрометеорологических параметрах для конкретной точки. В отечественной и зарубежной практике, в связи с отсутствием длительных рядов наблюдений и измерений ветра и волнения, используются результаты численных расчетов по гидродинамическим моделям. Для реализации такого подхода необходимо рассчитать поля ветра и волнения в синоптические сроки (с дискретностью 3 или 6 часов) за несколько десятков лет. В качестве дополнительной информации можно также отобрать штормовые ситуации, характерные для рассматриваемого района или точки, определить для этих ситуаций поля давления и ветра за весь период развития и затухания шторма и рассчитать волнение. Полученные модельным путем данные подвергаются статистической обработке и вероятностному моделированию по специально разработанным методам и программам.

Для характеристики режима ветра и волнения использованы следующие данные:

- Непрерывная реализация скорости ветра (дискретизация 6 часов) с 1950 по 1988 гг., рассчитанная по гидродинамической модели ААНИИ-СПБО ГОИН (данные “А”).
- Результаты расчета ветра в 17 сильных штормах с 1952 по 1995 гг., выполненные по гидродинамической модели (данные “В”).
- Данные наблюдений, обобщенные в Справочнике Регистра, картах волнения Каспийского моря и других публикациях (данные “С”).
- Данные глобального «морского реанализа» гидрометеорологических полей [Kalnay et al., 1996].

Статистические характеристики ветра и волнения, необходимые для проектирования и эксплуатации сооружений, подразделяют на экстремальные и оперативные. Первые определяют режим выживания сооружения, вторые – режим его эксплуатации.

При расчетах оперативных характеристик использованы стандартные процедуры, описание которых можно найти в учебных пособиях по математической статистике.

Наибольшие трудности возникают при оценке экстремальных характеристик как в силу их наибольшей важности и ответственности за конечный результат расчетов, так из-за нерешенности многочисленных методических проблем при оценке Т-летних статистик

по ограниченным выборочным совокупностям. Таким образом, основная методическая проблема состоит в оценивании ветра и волнения, возможных 1 раз в заданное число лет.

### 1.1. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ, ИСПОЛЬЗУЕМАЯ ПРИ РАСЧЕТЕ ВОЛНЕНИЯ

Для описания зависимости ветрового волнения от условий волнообразования модели используется уравнение эволюции спектральной плотности волнового действия  $N$  в виде [Komen et al., 1994; Лавренов, 1998]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial N}{\partial \varphi} \dot{\varphi} + \frac{\partial N}{\partial \lambda} \dot{\lambda} + \frac{\partial N}{\partial k} \dot{k} + \frac{\partial N}{\partial \beta} \dot{\beta} + \frac{\partial N}{\partial \omega} \dot{\omega} = G_s \quad (1.1)$$

где  $N$  является функцией от широты  $\varphi$ , долготы  $\lambda$ , волнового числа  $k$  и угла  $\beta$  между направлением волнового вектора и параллелью, а также от частоты  $\omega$  и времени  $t$ . Функция источника  $G_s$  записывается в виде суммы трех компонент:

$$G_s = G_{in} + G_{nl} + G_{ds} \quad (1.2)$$

где  $G_{in}$  – поступление энергии от ветра к волнам,  $G_{ds}$  – диссипация волновой энергии,  $G_{nl}$  – слабонелинейное взаимодействие в спектре ветрового волнения.

Гидродинамические модели, основанные на численном интегрировании (1.1), позволяют по заданному полю ветра (атмосферного давления) вычислить частотно–направленный спектр волн  $S(\omega, \beta)$  в узлах  $\vec{r}_i$  сеточной области в момент времени  $t_j$  (синоптические сроки). Переход к высотам волн, осуществляется через нулевой момент спектра:

$$m_0 = \iint S(\omega, \beta) d\omega d\beta \quad (1.3)$$

Для оценки волновых параметров использована нелинейная нестационарная численная гидродинамическая модель **SWAN** (аббревиатура **S**imulating **W**aves **N**earshore), разработанная в Дельфтском Технологическом Университете в Нидерландах. Эта модель признана международной общественностью, опробована на различных природных объектах и в течение многих лет используется для расчетов волнения. Модель базируется на численном решении уравнения (1.1), при этом можно использовать и декартовы, и сферические координаты.

В результате расчетов по модели SWAN были получены основные характеристики ветрового волнения. Расчет проводится в узлах сеточной области, для каждого узла определялись параметры:

1. Скорость и направление ветра;
2. Значительная (significant) высота волны  $h_{1/3}$ ;
3. Средний период волнения;
4. Частота и период максимума спектра волнения;
5. Направление распространения волн на частоте максимума спектра волнения;
6. Частота максимума спектра для ветрового волнения;
7. Направление распространения ветрового волнения.

Подробное описание модели и инструкция по ее использованию находятся в открытом доступе в сети ИНТЕРНЕТ [SWAN, 2000, 2004]. Остановимся кратко на некоторых принципиальных характеристиках модели.

**Поступление энергии от ветра к волнам  $G_{in}$**  в уравнениях (1.1), (1.2) представлено в SWAN следующим образом:

$$G_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (1.4)$$

Здесь  $A$  описывает линейную зависимость увеличения волн,  $BE$  – экспоненциальную. Ветер задается на высоте 10 м ( $U_{10}$ ), а при расчете используется динамическая скорость (скорость трения) ветра ( $U_*$ ). Переход от  $U_{10}$  к  $U_*$  осуществляется по закону:

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2 \quad (1.5)$$

где  $C_D$  – коэффициент сопротивления, вычисляемый по [Wu, 1982] :

$$C_D(U_{10}) = \begin{cases} 1.2875 \times 10^{-3} & \text{for } U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ (0.8 + 0.065 \text{ s/m} \times U_{10}) \times 10^{-3} & \text{for } U_{10} \geq 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad (1.6)$$

В выражении (1.4)  $A$  рассчитывается по формуле [Cavaleri, Malanotte-Rizzoli, 1981] с использованием фильтра, при котором исключается рост волн на частотах выше частоты спектра Пирсона-Московица, справедливой для полного развития волнения [Tolman, 1992]:

$$A = \frac{1.5 \times 10^{-3}}{g^2 2\pi} [U_* \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]]^4 H \quad (1.7)$$

$$H = \exp(-(\sigma / \sigma_{PM}^*)^{-4}) \quad \text{with} \quad \sigma_{PM}^* = \frac{0.13g}{28U_*} 2\pi$$

где  $\theta_w$  – направление ветра,  $H$  – фильтр и  $\sigma_{PM}^*$  частота пика согласно [Pierson and Moskowitz, 1964].

Для описания экспоненциального роста волн в SWAN возможны два варианта. Первый вариант определяется по [Komen et al., 1984]:

$$B = \max \left[ 0, \quad 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[ 28 \frac{U_*}{C_{ph}} \cos(\theta - \theta_w) \right] \right] \sigma, \quad (1.8)$$

где  $C_{ph}$  – фазовая скорость, а  $\rho_a$  и  $\rho_w$  плотности воды и воздуха соответственно.

Второй вариант определяется по [Janssen, 1989, 1991]:

$$B = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left( \frac{U_*}{C_{ph}} \right)^2 \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]^2 \sigma, \quad (1.9)$$

где  $\beta$  – константа Майлза, зависящая от безразмерной критической высоты  $\lambda$ :

$$\begin{cases} \beta = \frac{1.2}{k^2} \lambda \ln^4 \lambda, & \lambda \leq 1 \\ \lambda = \frac{gz_\theta}{C_{ph}^2} e^r, & r = kC / |U_* \cos(\theta - \theta)| \end{cases} \quad (1.10)$$

здесь  $k$  – постоянная Кармана, равная 0,41,  $z_\theta$  – шероховатость поверхности. Если безразмерная критическая высота  $\lambda > 1$ , то константа Майлза  $\beta = 0$ . В [Janssen, 1991] показано, что профиль ветра в пограничном слое можно представить следующим образом:

$$U(z) = \frac{U_*}{k} \left( \frac{z + z_\theta + z_0}{z_\theta} \right), \quad (1.11)$$

в котором  $U(z)$  – скорость ветра на высоте  $z$  (у нас 10м) над уровнем моря,  $z_\theta$  – эффективная шероховатость, зависящая от длины шероховатости  $z_0$  и состояния моря. С учетом волновых напряжений  $\tau_w$  и касательного напряжения ветра  $\tau$  имеем:

$$z_\theta = \frac{z_0}{\sqrt{1 - \tau_w / \tau}} \quad \text{and} \quad z_0 = \alpha \frac{U_*^2}{g} \quad (1.12)$$

Константа  $\alpha=0,01$ . Вектор волнового напряжения рассчитывается следующим образом:

$$\tau_w = \rho_w \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \sigma B E(\sigma, \theta) \frac{k}{k} d\sigma d\theta \quad (1.13)$$

Таким образом, значение скорости ветра над морем  $U$  определяется по скорости ветра  $U_{10}$  и волновому спектру  $E(\sigma, \theta)$ . Необходимо отметить, что качество информации о ветре  $U_{10}$  здесь является определяющим, от него зависит точность и достоверность рассчитываемых по тем или иным моделям параметров.

В модели SWAN учитывается несколько механизмов **диссипации волновой энергии  $G_{ds}$** : обрушение гребней волн, трение о дно и обрушение волн на мелководье.

Процесс обрушения гребней волн определяется крутизной волн. Диссипацию энергии волн, связанную с их обрушением, принимают в виде квазилинейной аппроксимации, предложенной [Komen et al., 1984] на основе пульсационной модели [Hasselmann, 1974]:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta) \quad (1.14)$$

где  $\Gamma$  – коэффициент, зависящий от крутизны волн,  $k$  – волновое число,  $\tilde{\sigma}$  и  $\tilde{k}$  – средняя частота и среднее волновое число соответственно.

В работе [Komen et al., 1984] получено значение  $\Gamma$  при ограничении баланса энергии волн в условиях предельно развитого волнения. Это означает, что значение  $\Gamma$  зависит от задания используемого ветра. Так как в SWAN для задания ветра используются два варианта, то для  $\Gamma$  получается два значения в зависимости от задания ветрового коэффициента  $\mathbf{B}$  либо по [Komen et al., 1984], либо по [Janssen, 1991]. В работе [Young and Banner, 1992] показано, что результаты ограничения баланса энергии существенно зависят от выбора частоты сокращения, выше которой рассматривается спектр волнения.

**Диссипация волновой энергии на мелководье** может быть вызвана трением о дно, движением дна, фильтрацией через пористое дно или отражением волн от неровностей дна [Shemdin et al., 1978]. Для континентального шельфа моря с песчаным дном доминирующим механизмом оказывается трение о дно [Bertotti и Cavaleri, 1994], который можно записать следующим образом:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (1.15)$$



здесь  $C_{bottom}$  – коэффициент донного трения, который, вообще говоря, зависит от придонного орбитального движения частиц воды представленного в виде  $U_{rms}$ :

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{\infty} \frac{\sigma^2}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (1.16)$$

Сам коэффициент трения о дно  $C_{bottom}$  может принимать два значения – 0,038 м<sup>2</sup>с по [Hasselmann et al., 1973] в случае зыби, и 0,067 м<sup>2</sup>с по [Bouws and Komen, 1983] – в случае предельно развитого волнения.

Для описания механизма **обрушения волн на мелководье** в SWAN используется модель [Battjes and Janssen, 1978]. Средняя оценка энергии диссипации при этом  $D_{tot}$  определяется следующим образом:

$$D_{tot} = -\frac{1}{4} \alpha_{BJ} Q_b \left( \frac{\bar{\sigma}}{2\pi} \right) H_m^2, \quad (1.17)$$

в котором  $\alpha_{BJ} = 1$ ,  $Q_b$  – часть обрушивающихся волн :

$$\frac{1 - Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{tot}}{H_m^2}, \quad (1.18)$$

Здесь  $H_m$  максимальная высота волны, которая может существовать при данной глубине и  $\bar{\sigma}$  – средняя частота :

$$\bar{\sigma} = E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{\infty} \sigma E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (1.19)$$

Согласно [Eldeberky and Battjes, 1995] для того, чтобы учесть направление спектра, диссипация для его компонент в единицу времени рассчитывается формуле:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = D_{tot} \frac{E(\sigma, \theta)}{E_{tot}} \quad (1.20)$$

Максимальная высота  $H_m$  определяется здесь из выражения  $H_m = yd$ , где  $y$  является параметром обрушения, а  $d$  – общей глубиной (включая волновой нагон). В литературе параметр обрушения  $y$  часто полагают константой или задают как функцию уклона дна или крутизны волны [Battjes and Stive, 1985; Nelson, 1994]. По результатам тестовых расчетов  $y$  был принят константой. Значение  $y$  варьируется от 0,6 до 1,59, среднее значение равно 0,80–0,79.

**Слабонелинейное взаимодействие** в спектре ветрового волнения  $G_{nl}$  включает в себя квадрупольное волновое взаимодействие, трехволновое взаимодействие и подъемы уровня, вызванные самими волнами.

**Квадрупольное взаимодействие** рассчитывается по Discrete Interaction Approximation (DIA), как предлагается в работе [Hasselmann et al., 1985]. Рассматриваются два квадруполя волновых чисел:

$$\begin{aligned}\sigma_1 &= \sigma_2 = \sigma \\ \sigma_3 &= \sigma(1 + \lambda) = \sigma^+ \\ \sigma_4 &= \sigma(1 - \lambda) = \sigma^{-1}\end{aligned}\quad (1.21)$$

где  $\lambda$  – постоянный коэффициент, равный 0,25. Чтобы удовлетворить условию резонанса, в первом квадруполе векторы волновых чисел с частотами  $\sigma_3$  и  $\sigma_4$  лежат внутри угла  $\theta_1 = -11,5^\circ$  и  $\theta_2 = 33,6^\circ$  по отношению к второму квадруполю векторов волновых чисел с частотами  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ . Второй квадруполь является зеркальным отражением первого (векторы волновых чисел с частотами  $\sigma_3$  и  $\sigma_4$  лежат внутри зеркальных углов  $\theta_3 = 11,5^\circ$  и  $\theta_4 = -33,6^\circ$ ).

Согласно этой аппроксимации выражение  $S_{nl4}(\sigma, \theta)$  записывается так:

$$S_{nl4}(\sigma, \theta) = S_{nl4}^*(\sigma, \theta) + S_{nl4}^{**}(\sigma, \theta), \quad (1.22)$$

где  $S_{nl4}^*(\sigma, \theta)$  описывает первый квадруполь,  $S_{nl4}^{**}(\sigma, \theta)$  – второй квадруполь (он зеркален по отношению к первому) и

$$S_{nl4}^*(\sigma, \theta) = 2\delta S_{nl4}(\alpha_1\sigma, \theta) - \delta S_{nl4}(\alpha_2\sigma, \theta) - \delta S_{nl4}(\alpha_3\sigma, \theta). \quad (1.23)$$

Здесь  $\alpha_1 = 1$ ,  $\alpha_2 = (1 + \lambda)$  и  $\alpha_3 = (1 - \lambda)$ . Для каждого ( $i=1, 2, 3$ ) вклад будет следующим:

$$\delta S_{nl4}(\alpha_i\sigma, \theta) = C_{nl4}(2\pi)^2 g^{-4} \left(\frac{\sigma}{2\pi}\right)^{11} \left[ \begin{aligned} & E^2(\alpha_i\sigma, \theta) \left( \frac{E(\alpha_i\sigma^+, \theta)}{(1+\lambda)^4} + \frac{E(\alpha_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda)^4} \right) - \\ & - 2 \frac{E(\alpha_i\sigma, \theta)E(\alpha_i\sigma^+, \theta)E(\alpha_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda^2)^4} \end{aligned} \right] \quad (1.24)$$

Константа  $C_{nl4} = 3 \times 10^7$ . Согласно [Hasselmann and Hasselmann, 1981] квадрупольное взаимодействие в жидкости конечной глубины идентично квадрупольному взаимодействию на глубокой воде с учетом масштабного множителя:

$$S_{nl4, \text{finitedepth}} = R(k_p d) S_{nl4, \text{infinitedepth}}, \quad (1.25)$$

где

$$R(k_p d) = 1 + \frac{C_{sh1}}{k_p d} (1 - C_{sh2} k_p d) \exp(C_{sh3} k_p d). \quad (1.26)$$

$K_p$  – пик волнового числа спектра JONSWAP, для которого были выполнены специальные расчеты. Значения коэффициентов таковы:  $C_{sh1} = 5,5$ ,  $C_{sh2} = 6/7$ ,  $C_{sh3} = -1,25$ . На мелкой воде существует ограничение:  $k_p d \rightarrow 0$  по нелинейному закону. Более того, существует нижний предел для  $k_p d = 0,5$  для максимального значения  $R(k_p d) = 4,43$ . Для расширения работоспособности модели в случае спорных ситуаций пик волнового числа  $k_p$  заменяется на  $k_p = 0,75 \tilde{k}$  [Komen et al., 1994].

**Трехволновое взаимодействие** описывается в SWAN по каждому направлению спектра с помощью the Lumped Triad Approximation (LTA) по [Eldeberky, 1996], которая является адаптацией the Discrete Triad Approximation [Eldeberky and Battjes, 1995]:

$$S_{nl3}(\sigma, \theta) = S_{nl3}^-(\sigma, \theta) + S_{nl3}^+(\sigma, \theta) \quad (1.27)$$

с

$$S_{nl3}^+(\sigma, \theta) = \max(0, \alpha_{EB} 2\pi c c_q J^2 |\sin(\beta)| (E^2(\sigma/2, \theta) - 2E(\sigma/2, \theta)E(\sigma, \theta))) \quad (1.28)$$

и

$$S_{nl3}^-(\sigma, \theta) = -2S_{nl3}^+(2\sigma, \theta), \quad (1.29)$$

где  $\alpha_{EB}$  – настраиваемый коэффициент пропорциональности. Фаза  $\beta$  аппроксимируется так:

$$\beta = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \tanh\left(\frac{0.2}{Ur}\right) \quad (1.30)$$

с числом Ursell  $Ur$ , равным

$$Ur = \frac{g}{8\sqrt{2}\pi^2} \frac{H_s \bar{T}^2}{d^2} \quad (1.31)$$

с  $\bar{T} = 2\pi / \bar{\sigma}$ . Трехволновое взаимодействие рассчитывается только для  $10 > Ur > 0,1$ . Коэффициент взаимодействия  $\mathbf{J}$  рассчитывается по [Madsen and Sorensen, 1993]:

$$J = \frac{k_{\sigma/2}^2 (gd + 2C_{\sigma/2}^2)}{k_{\sigma} d \left( gd + \frac{2}{15} gd^3 k_{\sigma}^2 - \frac{2}{5} \sigma^2 d^2 \right)} \quad (1.32)$$

В одномерном случае расчеты *подъемов уровня за счет волнового нагона* основываются на решении вертикально проинтегрированного уравнения баланса между напряжением волнения (градиент радиального напряжения, нормальный к берегу) и градиентом гидродинамического давления (компонента, параллельная к берегу, не учитывается):

$$F_x + gd \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} = 0, \quad (1.33)$$

где  $d$  – общая глубина (включая волнение), а  $\eta$  – средний подъем уровня моря.

Интегрирование нелинейного уравнения эволюции спектральной плотности волнового действия производится в SWAN по конечно-разностной схеме в пяти измерениях (время, географическое пространство, спектральное пространство). Шаг по времени  $\Delta t$  задается постоянным, одинаковым и для источника, и для динамики. Географическое пространство представлено в виде регулярной сетки в декартовых ( $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ) или в сферических координатах ( $\Delta \lambda$ ,  $\Delta \varphi$ ). Спектр описывается с постоянным разрешением по направлению  $\Delta \theta$  и постоянным разрешением относительной частоты  $\Delta \sigma / \sigma$  (логарифмическое распределение частоты). Численная схема, принятая в SWAN, экономична, имеет третий порядок точности.

## 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ РАСЧЕТАХ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА И ПРИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ВОЛН

Качество информации о скорости ветра  $U_{10}$  на высоте 10 м над уровнем моря является определяющим как для расчета режимных характеристик полей ветра, так и получения информации о режимных характеристиках волнения путем расчета по гидродинамическим моделям. В данном отчете в качестве исходного массива данных по ветру над акваторией Каспийского моря использовались данные реанализа метеорологических полей, являющегося результатом большой и кропотливой работы содружества многих международных организаций. Эта работа была обобщена в 1991-1996 годах американскими организациями NCEP (National Center for Environmental Prediction) и NCAR (National Center of Atmospheric Research) [Kalnay E. et al., 1996]. В частности, разработана методика ассимиляции новых данных в общую базу и реанализа старых данных. На основании этой методики в последние 5 лет ежемесячно проводится пополнение базы данных реанализа. Все эти данные в настоящее время находятся в свободном доступе для мирового сообщества на различных сайтах в сети Internet. Они представлены в универсальном формате, который был также разработан в процессе проведения этой гигантской работы.

Реанализ касается практически всех метеорологических данных, необходимых для потребителей этой информации: давление, температура, геопотенциал, скорость ветра, осадки, облачный покров, относительная влажность и т.д. Все эти параметры приведены в узлах регулярной сетки, покрывающей земной шар с периодичностью один раз в 6 часов на 17 горизонтах по высоте. В частности, данные по ветру на высоте 10 метров над уровнем моря представлены на гауссовой сетке, разрешение которой около 1,9 градусов и меняется в зависимости от широты.

В силу большого пространственного шага, сопоставимого с характерными масштабами акватории, и 6-часовой дискретности по времени, для расчета полей морского волнения необходимо иметь значения полей скорости ветра на более частой пространственно-временной сетке, чем исходная. Интерполяция вектора скорости ветра в узлы регулярной пространственной сетки выполняется с помощью технологии, использующей сглаживающие полиномы пятой степени с переменным параметром натяжения. Эта технология, представленная в работе [Akima, 1978], была специально разработана для интерполяции метеорологических полей. Она реализована в виде библиотечных модулей, находящихся в открытом доступе на Международном портале вычислительных библиотек

www.Netlib.org. Интерполяция полей ветра по времени с заданным интервалом (переход от 6-ти часовой дискретности в реанализе NCEP/NCAR к произвольно заданной, исходя из требований задачи) производилась посредством квадратичной функции.

Данные реанализа предназначены, прежде всего, для воспроизведения климатических особенностей гидрометеорологических полей. Часто эта особенность приводит к занижению штормовых ветров, и, как следствие, наибольших высот волн. Потому возможность их использования в гидродинамических моделях волнения должна подтверждаться сопоставлением с натурными данными.

### 3. РАСЧЕТ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА

Статистические характеристики ветра, необходимые для проектирования и эксплуатации сооружений на шельфе, подразделяют на экстремальные и оперативные. Первые определяют режим выживания сооружения, вторые – режим его эксплуатации.

Статистический анализ скорости ветра основан на использовании модели случайных геометрических векторов, что позволяет в полной мере выявить не только экстремальные по силе скорости ветра, но и соответствующие им наиболее опасные направления. Однако, для практических приложений часто может рассматриваться только абсолютная величина (модуль) скорости ветра. Она, хотя и не дает всю полноту информации о структуре векторного процесса, достаточно хорошо отражает закономерности изменчивости его интенсивности. Следует заметить, что данный подход также позволяет снизить мерность задачи оценивания экстремумов и использовать для вычисления модуля скорости ветра  $V$ , возможного 1 раз в  $T$  лет, методику для скалярных случайных величин.

Поскольку режимное распределение модуля скорости ветра относится к типу экспоненциальных распределений [Ветер и волны..., 1974; Теоретические..., 1988], распределение крайних членов  $T$ -летних выборок сходится к распределению Гумбеля:

$$F(V) = \exp\left[-\exp\left[-\frac{V-A}{B}\right]\right], \quad (3.1)$$

параметры  $A$  и  $B$  которого определяются по выборке  $N$  годовых максимумов модуля скорости ветра  $\{V_{ij}\}$  с помощью метода наименьших квадратов:

$$A = \frac{\sum_i V S_i \sum_i R_i^2 - \sum_i V S_i R_i \sum_i R_i}{N \sum_i R_i^2 - \left(\sum_i R_i\right)^2}, \quad B = \frac{N \sum_i V S_i R_i - \sum_i V S_i \sum_i R_i}{N \sum_i R_i^2 - \left(\sum_i R_i\right)^2},$$

$$R_i = -\ln\left[-\ln\left[\frac{i+\alpha}{N+\beta}\right]\right], \quad i = \overline{0, N}.$$

Скорость ветра, возможная 1 раз в  $T$  лет, определяется как квантиль  $(1-1/T) \cdot 100\%$  обеспеченности распределения (3.1):

$$V_T = A - B \ln\left[-\ln\left[1 - \frac{1}{T}\right]\right]. \quad (3.2)$$

На рисунке 3.1 представлен биplot годовых максимумов модуля скорости ветра по расчетному ряду скоростей ветра. По оси абсцисс отложены порядковые статистики  $V_i^*$  ран-

жированного ряда годовых максимумов. По оси ординат отложена теоретическая оценка квантилей распределения Гумбеля  $V_i$  (3.1).

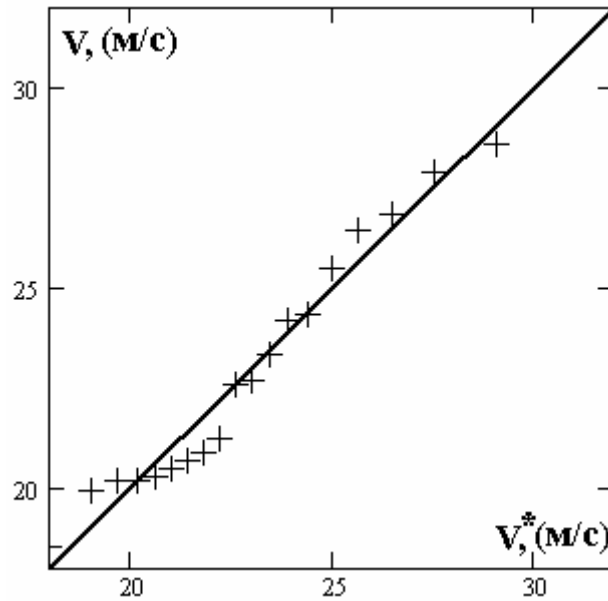


Рисунок 3.1. Биplot годовых максимумов модуля скорости ветра и соответствующих квантилей распределения Гумбеля.

Анализ рисунка 3.1 показывает, что выборочные данные группируются вокруг биссектрисы координатного угла, следовательно, гипотеза о виде экстремального распределения модулей скорости ветра принимается.

При расчетах значений скоростей ветра, возможные 1 раз в год, 5, 10, 25, 50 и 100 лет при различных интервалах осреднения (1 час, 10 мин) и в порывах (5 с), переход от 1-часового осреднения к 10-минутному и 5-секундному осуществлен по соотношениям, рекомендованным Norwegian Petroleum Directorate. Согласно [Norwegian..., 1996], для сильных ветров (при почти нейтральной стратификации) скорость ветра  $u(z, t)$  (м/сек) на высоте  $z$  (м) над уровнем моря, соответствующая периоду осреднения  $t$  (с) за 1 час и менее ( $t \leq t_0 = 3600$  сек), рассчитывается по формуле:

$$u(z, t) = U(z) \left[ 1 - 0.4 I_u(z) \ln(t/t_0) \right], \quad (3.3)$$

где средняя скорость ветра за 1 час  $U(z)$  (м/с) на высоте  $z$  равна:

$$U(z) = U_0 \left[ 1 + C \ln \left( \frac{z}{10} \right) \right], \quad C = 0.0573 \sqrt{1 + 0.15 U_0}. \quad (3.4)$$

Здесь  $U_0$  – скорость ветра на высоте 10 м с осреднением 1 час. Параметр турбулентности  $I_u(z)$  на высоте  $z$  рассчитывается по формуле:



$$I_u(z) = 0.06 \left[ 1 + 0.043 U_0 \left( \frac{z}{10} \right)^{-0.22} \right] \quad (3.5)$$

Отметим, что соотношения между скоростями ветра на различных высотах, используемые Международной морской организацией [ISSC, 1982] или представленные в справочнике по проекту “Моря СССР” [Гидрометеорология..., вып. 1, 1992] близки к соотношениям (3.3)–(3.4). Однако последние позволяют детализировать профиль ветра в зависимости от скорости на высоте 10 м.

**Таблица 3.1. Масштабные коэффициенты перехода от скорости ветра  $U_0$  на высоте  $z_0 = 10$  (м) с осреднением 1 (час) к скоростям ветра на разных высотах  $z$  с различными интервалами осреднения**

$Z, \text{ м.}$	Скорость ветра $U_0$ (м/с) на высоте 10 м								
	16	18	20	22	24	26	28	30	32
20	1,07	1,08	1,08	1,08	1,09	1,09	1,09	1,09	1,10
30	1,12	1,12	1,13	1,13	1,14	1,14	1,14	1,15	1,15
40	1,15	1,15	1,16	1,16	1,17	1,18	1,18	1,19	1,19
50	1,17	1,18	1,18	1,19	1,20	1,20	1,21	1,22	1,22
60	1,19	1,20	1,21	1,21	1,22	1,23	1,23	1,24	1,25
70	1,21	1,21	1,22	1,23	1,24	1,25	1,25	1,26	1,27
80	1,22	1,23	1,24	1,25	1,26	1,26	1,27	1,28	1,29
90	1,23	1,24	1,25	1,26	1,27	1,28	1,29	1,30	1,30
100	1,24	1,25	1,26	1,27	1,28	1,29	1,30	1,31	1,32

## 4. СТАТИСТИКА МОРСКОГО ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Данные расчетов волнения по гидродинамической модели и соотношения между параметрами волн использованы для оценивания статистических характеристик волнения. Наибольшие трудности возникают при оценке экстремальных характеристик. Основная методическая проблема состоит в оценивании высот волн, возможных 1 раз в заданное число лет. Методика расчета указанных статистик изложена ниже. Результаты вычислений с необходимыми пояснениями приводятся в основной части отчета.

### 4.1. КОМБИНИРОВАННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫСОТ ВОЛН НА АКВАТОРИИ НЕОГРАНИЧЕННОЙ ГЛУБИНЫ

В работах [Rozhkov et al., 1994; Проблемы..., 1995; Бухановский и др., 1998а,б; Справочные..., 2003; Лопатухин, 2004] показано, что распределение высот волн на глубокой воде задается комбинированным распределением вида:

$$F(h) = \int_0^{\infty} G(h, \bar{h}) f(\bar{h}) d\bar{h}, \quad (4.1)$$

где  $f(\bar{h})$  – плотность режимного логнормального распределения высот волн (средних или другой обеспеченности) в синоптические сроки с параметрами  $h_{0,5}$ ,  $s$ :

$$f(\bar{h}) = \frac{s}{\bar{h} \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{s^2}{2} (\ln \bar{h} - \ln(h_{0,5}))^2\right]. \quad (4.2)$$

Здесь  $s$  - параметр формы, равный величине, обратной стандарту логарифмов высот волн,  $h_{0,5}$  - медиана распределения.  $G(h, \bar{h})$  – распределение Релея высот индивидуальных волн на промежутке квазистационарности:

$$G(h, \bar{h}) = 1 - \exp\left[-\frac{\pi}{4} \left[\frac{h}{\bar{h}}\right]^2\right]. \quad (4.3)$$

Для высот волн на акватории ограниченной глубины верхний предел в формуле (4.1) будет зависеть от предельной высоты волн  $h_{\text{lim}}$ , соответствующей их максимальному развитию под действием ветра. Параметры  $s$  и  $h_{0,5}$  в (4.2) также зависят от глубины, а распределение (4.3) переходит в распределение Глуховского [Глуховский, 1966].

$$F(h) = 1 - \exp\left\{-\frac{\pi}{4\left(1 + \frac{h^*}{\sqrt{2\pi}}\right)} \left(\frac{h}{\bar{h}}\right)^{\frac{2}{1-h^*}}\right\}, \quad (4.4)$$

где  $\bar{h}$  - средняя высота волн,  $h^* = \bar{h}/H$ .

Распределение (4.4) – двухпараметрическое, т.е. зависит от  $\bar{h}$  и  $H$ . Распределение (4.4) базируется на обобщении многочисленных натуральных данных, и принимается в качестве исходного для расчетов квантилей индивидуальных высот волн на промежутке квазистационарности. Аналогично, аппроксимацию режимного распределения высот волн  $f(\bar{h})$  в синоптические сроки на ограниченной глубине принимаем в форме двухпараметрического логнормального распределения, где параметры  $h_{0,5}$  и  $s$  зависят от глубины  $H$  акватории на всем разгоне волн.

Подход, использующий распределение (4.2) для расчетов экстремальных волн путем экстраполяции в область малых вероятностей (тысячные доли процентов), носит название метода исходного распределения [Lopatoukhin et al., 2000]. Такой подход приводит к оценкам, часто превышающим предельную высоту волн для мелководной акватории  $h_{lim}$ , По этой и ряду других причин, подробно изложенных в работе [Lopatoukhin et al., 2000], метод исходного распределения для оценки экстремальных волн в последние годы почти не используется.

#### **4.2. АППРОКСИМАТИВНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭКСТРЕМУМОВ ВЫСОТ ВОЛН НА АКВАТОРИИ ОГРАНИЧЕННОЙ ГЛУБИНЫ И ОЦЕНКИ ВЫСОТ ВОЛН, ВОЗМОЖНЫХ 1 РАЗ В Т ЛЕТ**

Распределение Глуховского (4.4) и логнормальное распределение (4.2) не ограничены сверху. Следовательно, из-за отсутствия параметра усечения, крайние члены выборок высот индивидуальных волн на промежутке квазистационарности, распределенных по (4.4), и высот волн фиксированной квантили в синоптические сроки, распределенных по (4.2), асимптотически распределены по закону Гумбеля [Лидбеттер и др., 1989]:

$$F(h) = \exp \left[ - \exp \left[ - \frac{h - A_1}{B_1} \right] \right]. \quad (4.5)$$

Если исходная выборка некоррелирована, то параметры  $A_1$  и  $B_1$  могут быть рассчитаны по параметрам  $h_{0,5}$  и  $s$  исходного распределения (4.2) [Лопатухин и др., 1991]:

$$\begin{aligned} A_1 &= h_{0,5} \exp\left(\frac{d}{s}\right), \\ d &= z - (0.918 + \ln z)/z, \quad z = \sqrt{2 \ln M}, \\ B_1 &= \left(\frac{h_{0,5}}{sz}\right) \exp\left(\frac{d}{s}\right). \end{aligned} \quad (4.6)$$

Здесь  $M$  – число синоптических сроков год ( $M=2920$  для 3-часовых синоптических сроков). Однако, аппроксимативное выражение (4.5) допускает появление бесконечно больших волн. Для того, чтобы учесть ограниченность сверху распределения экстремальных волн для очень малых вероятностей (раз в 100 лет и реже), в распределение (4.5) должен быть введен третий параметр  $C$  [Lopatoukhin et al., 2000]:

$$F(h) = \begin{cases} \exp\left[-\exp\left[-\frac{h-A_1}{B_1}\right] + C\right], & h \leq h_{lim} \\ 1, & h > h_{lim} \end{cases} \quad (4.7)$$

Параметр  $C$  связан с предельной высотой волны  $h_{lim}$  соотношением:

$$C = \exp\left[-\frac{h_{lim} - A_1}{B_1}\right]. \quad (4.8)$$

В общем случае точное значение высоты обрушения  $h_{lim}$  для конкретных условий волнообразования определить затруднительно (считается, что на мелководье предельная высота волны может в среднем составлять 0,7-0,8 от глубины места). В работе [Sarpkaya, Isaacson, 1981] для определения высоты волны, соответствующей ее обрушению, предложено выражение:

$$\frac{h_{lim}}{g\tau^2} = C_1 \tanh\left[C_2 \frac{H}{g\tau^2}\right], \quad (4.9)$$

основанное на гидродинамической теории волн конечной амплитуды. Здесь  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\tau$  – период волны. Константы в этой формуле равны  $C_1=0,02711$  и  $C_2=28,77$ . Константа  $C_1$  определяет предельную крутизну волн конечной амплитуды на глубокой воде, а константа  $C_2$  – учитывает влияние мелководья. Следует отметить, что в общем случае это выражение оправдывает себя при расчете предельных высот волн при их выходе с глубокой воды на мелководье. Такие процессы характерны для сравнительно глубоководных морей (Баренцева, Черного, Каспийского).

Оценка высоты волны, возможной 1 раз в  $T$  лет определяется как квантиль  $(1-1/T) \cdot 100\%$  – обеспеченности распределения (4.7), т.е.:

$$h_T = A_1 - B_1 \ln\left[-\ln\left[1 - \frac{1}{T}\right] + C\right], \quad h_i \leq h_{lim}. \quad (4.10)$$

Результаты расчетов экстремальных высот волн по соотношениям (4.7) - (4.10) приводятся в основной части отчета.

### 4.3. ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛНЕНИЯ

#### 4.3.1. Высоты волн $p$ % обеспеченности, возможные 1 раз в $n$ лет

После расчета оценок средних высот волн  $\bar{h}$ , возможных 1 раз в 1, 5, 10, 25, 50, 100 лет, по соотношению (4.10), высоты волн других обеспеченностей рассчитываются по распределению (4.4). Например, высота индивидуальных волн  $p$ % обеспеченности,  $p=50, 13, 3, 1, 0,1\%$ , соответствующая средней высоте волны  $h_T$ , возможной 1 раз в  $T$  лет, определяется квантильной функцией распределения (4.4):

$$h_p = \bar{h}_T \left( - \frac{4 \left( 1 + \frac{h_T^*}{\sqrt{2\pi}} \right) \ln p}{\pi} \right)^{\frac{1-h_T^*}{2}}. \quad (4.11)$$

Здесь  $h_T^* = \bar{h}_T / H$  – относительная средняя высота волны, возможная 1 раз в  $T$  лет.

#### 4.3.2. Расчетные периоды, соответствующие высотам волн, возможных 1 раз в $n$ лет

В наиболее общем случае взаимосвязь между характерными (например – средними) высотами и периодами волн, возможных 1 раз в  $n$  лет, описывается совместным распределением  $f(h_n, \tau)$ . Это распределение можно записать через произведение маргинальных  $f(h_n)$  и условных  $f(\tau/h_n)$  распределений

$$f(h_n, \tau) = f(h_n) f(\tau | h_n), \quad (4.12)$$

В качестве оценки условного (ассоциированного) периода, соответствующего высоте волны  $h_n$ ,  $n=1, 5, 10, 25, 50$  и 100 лет, используется регрессия (условное среднее) распределения (4.12):

$$\tau_{ass}(h_n) = \int_0^{\infty} \tau f(\tau | h_n) d\tau, \quad (4.13)$$

Оценка  $\tau_{ass}$  может быть аппроксимирована соотношением:

$$\tau_{ass}(h_n) = A h_n^B. \quad (4.14)$$

Например, для Каспийского моря, по модельным расчетам соотношение (4.14) между средней высотой волны и соответствующим ей средним периодом имеет вид:

$$\tau_{ass}(h_n) = 4.1 h_n^{0.42}, \quad (c). \quad (4.15)$$

Следует отметить, что для мелководных районов значение  $\tau_{ass}$  ограничено сверху [Методические..., 1979]:

$$\tau_{ass} = 1.46\sqrt{H}, \text{ (с)}. \quad (4.16)$$

Для определения периодов  $\tau$ , соответствующих высотам  $h_p$  индивидуальных волн различной обеспеченности ( $p=50, 13, 3, 1, 0,1\%$ ), использовано совместное распределение высот и периодов волн на интервале квазистационарности, в нормированной форме приведенное в работах [Ветер и волны..., 1974; Лопатухин, Рожков, 1974]. Тогда в качестве оценки периода, соответствующего безразмерной высоте волны  $h_p/h_n$ , рассматривается безразмерная регрессия (условное среднее)  $\tau/\tau_{ass}$ . Следовательно, вычисление периода, соответствующего высоте волны  $p\%$  обеспеченности, сводится к умножению  $\tau_{ass}$  на определенный коэффициент, см. таблицу 4.2.

**Таблица 4.2. Соотношение между периодом  $\tau_{ass}$ , соответствующим средней высоте волны 1 раз в  $p$  лет и периодами  $\tau_p$ , соответствующими высотам волн  $p=13, 3, 1, 0,1\%$  обеспеченности, возможным 1 раз в  $p$  лет**

$p, \%$	13	3	1	0,1
$\tau/\tau_{ass}$	1,05	1,10	1,13	1,15

При расчете периодов использована информация о средних периодах  $\tau_{ass} \equiv T_z$ , определяемых как время между пересечением реализации нулевого уровня в одну сторону (то есть по смене знака производной от реализации процесса). Периоды волн, как и любые другие характеристики, являются статистическими оценками, принадлежащими некоторому интервалу. При решении прикладных задач используются различные соотношения, основанные на обобщении натуральных данных, полученных в том или ином районе. В частности, для нахождения нижней границы  $(T_z)_{lower}$  имеется ряд соотношений. Баттjes [Battjes, 1972] рекомендует использовать соотношение:

$$(T_z)_{lower} = (32\pi h_s/g)^{1/2} \text{ или } (T_z)_{lower} = 3,2h_s^{1/2} \quad (4.17)$$

Здесь  $h_s$  – значительная высота волны.

Тенг и др. [Teng et al., 1993] по результатам обработки измерений с буев у побережья Атлантического и Тихого океанов предложили следующие модификации этого выражения:

$$(T_z)_{lower} = 3,23h_s^{0,47} \text{ и } (T_z)_{lower} = 3,28h_s^{0,43}. \quad (4.18)$$

Более поздние исследования показали [Chung-Chu-Teng et al., 1994], что аппроксимация Баттеса завышает оценку  $T_z$ , а вторая аппроксимация Тенга занижает. Поэтому для расчетов  $(T_z)_{lower}$  можно рекомендовать соотношение:

$$(T_z)_{lower} = 3,23h_s^{0,47}. \quad (4.19)$$

Верхнее значение  $(T_z)_{upper}$  по смыслу должно соответствовать некоторой квантили условного распределения периодов фиксированной высоты  $f(T_z|h)$ . Соответствующая информация о распределениях средних периодов волн опубликована в Справочнике Регистра СССР [Ветер..., 1974], являющимся официальным руководством при определении внешних нагрузок на суда и сооружения. Обоснование полученных аппроксимаций приводится также в работе [Лопатухин, Рожков, 1974] и ряде других публикаций авторов настоящего раздела.

#### 4.3.3. Расчетные длины, соответствующие волнам, возможным 1 раз в $n$ лет

Для определения расчетных длин наибольших волн на акватории ограниченной глубины используется нелинейная модель Стокса, основанная на разложении потенциала скоростей  $\varphi(x, y)$  волнового движения жидкости до третьего порядка [Сретенский, 1977; Алешков, 1996; Уизем, 1976; Stokes, 1880]:

$$\varphi(x, y) = \varepsilon\varphi_1(x, y) + \varepsilon^2\varphi_2(x, y) + \varepsilon^3\varphi_3(x, y) + O(\varepsilon^4). \quad (4.20)$$

Здесь  $\varepsilon$  – безразмерный малый параметр, определяемый кинематическими характеристиками волны,  $\varphi_1$  – первый член разложения, соответствующий линейному приближению потенциальной теории прогрессивных волн малой амплитуды,  $\varphi_2, \varphi_3$  – нелинейные добавки, соответствующие второму и третьему приближениям.

Ордината свободной поверхности  $\zeta(\chi)$  с точностью до третьего члена разложения записывается как [Алешков, 1996]:

$$\zeta = (a + a^3b_2)\cos\chi + a^2b_1\cos2\chi + a^3b_3\cos3\chi, \quad (4.21)$$

где  $a$  – амплитуда волны,  $\chi$  – фаза волны,

$$b_1 = \frac{k}{4}cthH^* \frac{2ch^2H^* + 1}{sh^2H^*}, \quad b_2 = \frac{k^2}{16sh^4H^*} (2ch^6H^* + 8ch^4H^* - 19ch^2H^* + 9)$$

$$b_3 = \frac{k^3}{64sh^6H^*} (1 + 8ch^6H^*), \quad H^* = Hk,$$

$k$  – волновое число,  $H$  – глубина акватории.

Фазовая скорость волны Стокса третьего порядка определяется как:

$$C = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} thH^*} \left( 1 + \frac{a^2 k^2}{16sh^4 H^*} (8ch^4 H^* - 8ch^2 H^* + 9) \right). \quad (4.22a)$$

Высота волны Стокса равна:

$$h = 2a(1 + a^2 k^2 b), \quad (4.22б)$$

где  $b = \frac{1}{64sh^6 H^*} (32ch^6 H^* + 32ch^4 H^* - 76ch^2 H^* + 39)$ .

Высота гребня и глубина подошвы определяются из (4.22), соответственно, при  $\chi=0$  и  $\chi=\pi$ .

Длина волны Стокса  $\lambda = 2\pi/k$  и ее амплитуда  $a$  определяются по заданному периоду  $\tau$  и высоте  $h$  численным решением системы трансцендентных уравнений (4.22а,б). В качестве начального приближения используются оценки для волн малой амплитуды на акватории неограниченной глубины:

$$h^0 = 2a, \quad \lambda_0 = 1.56\tau^2. \quad (4.23)$$

На малых глубинах (например, 10 м) результаты расчета длин волн по системе (4.22а,б) существенно отличаются от начальных приближений (4.23).

#### 4.3.4. Превышение гребня волны обеспеченностью 0,1%, возможной 1 раз в $n$ лет

Одной из важнейших экстремальных характеристик является высота гребня  $\eta$  максимальной волны. В российской и зарубежной практике расчетов используется соотношение теории волн малой амплитуды с эмпирическими поправками на несимметричность волнового профиля. Расчетная формула имеет вид [Haring et al., 1976]:

$$P(\eta) = 1 - \exp \left[ -\frac{\eta^2}{2m_0} \left( 1 - B_1 \frac{\eta}{d} \left( B_2 - \frac{\eta}{d} \right) \right) \right], \quad B_1 = 4.37, \quad B_2 = 0.57 \quad (4.24)$$

В соотношении (4.24) используются также коэффициенты  $B_1=4,0$   $B_2=0,6$ . Для мелководных акваторий более строгие результаты получаются при расчете высоты гребня волн, возможных 1 раз в  $n$  лет ( $n=1, 5, 10, 25, 50, 100$  лет), используя гидродинамический подход, основанный на аппроксимации профиля экстремальных волн выражением (4.21) при  $\chi = 0$ . Этот подход использован в настоящем отчете. Подробное описание гидродинамического подхода к расчету гребней волн изложено в работах [Sarpkaya et al., 1981; Lopatoukhin et al., 2000].



#### 4.4. ОПЕРАТИВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛНЕНИЯ

##### 4.4.1. Вероятностные характеристики штормов и окон погоды

Под штормами и окнами погоды понимаются непрерывные ситуации с ветром (волнением) выше или ниже заданного уровня  $Z$ . Эти сведения приведены в основной части отчета. Пояснения к способу выделения штормов следуют из рисунка 4.1.

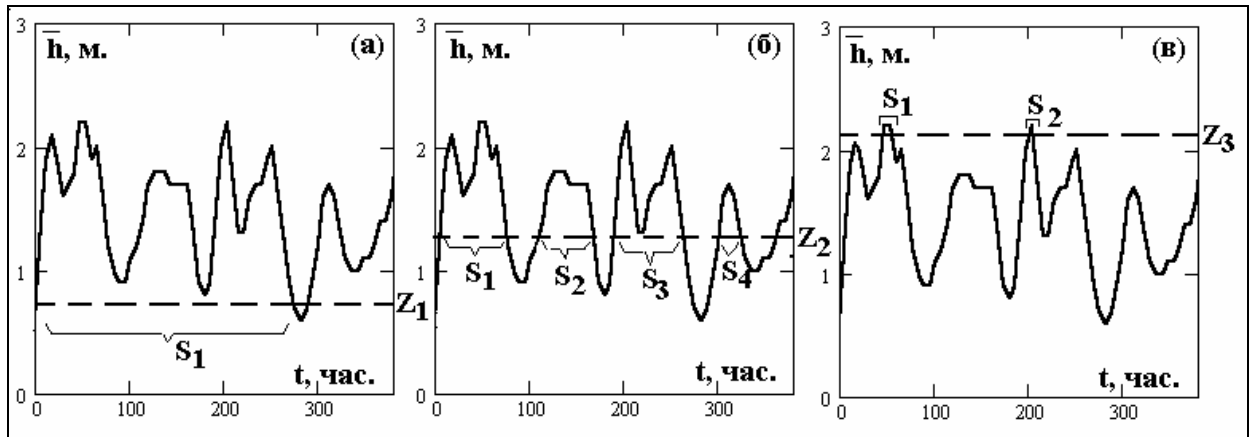


Рисунок 4.1. Выделение штормов и окон погоды по реализации высоты волны  $\bar{h}$  (м.): на низком уровне  $Z_1$  (а), среднем уровне  $Z_2$  (б), высоком уровне  $Z_3$  (в).

Из рисунка 4.1 видно, что значения среднего числа штормов  $\bar{N}$ , их средней длительности  $\bar{S}$  и среднеквадратического отклонения  $\sigma_S$  существенно зависят от уровня  $Z$ . Так, для низкого уровня  $Z_1$  (4.1а) выделяется только один шторм с  $\bar{h} > Z_1$  длительностью  $S_1=280$  часов. Для среднего уровня  $Z_2$  (4.1б) выделяются четыре шторма с  $\bar{h} > Z_2$ , длительностью  $S_1=70$ ,  $S_2=60$ ,  $S_3=80$  и  $S_4=30$  часов (средняя длительность  $\bar{S}=60$  часов). Для высокого уровня  $Z_3$  (4.1в) выделяется уже только два шторма с  $\bar{h} > Z_3$  длительностью  $S_1=8$  и  $S_2=5$  часов ( $\bar{S}=6,5$  часов). Следует также отметить одну интересную особенность, которая может возникнуть при выделении штормов. В частности, из рис. 4.1.б видно, что про уровне 2 м вместо одного шторма  $S_1$  выделяется два шторма. Поэтому при повышении уровня количество выделяемых штормов не обязательно уменьшается. Аналогичные рассуждения следуют и для окон погоды, как длительности состояния  $\bar{h} \leq Z_k$ .

Оценки вероятностных характеристик  $\bar{N}$ ,  $\bar{S}$ ,  $\sigma_S$ , приведены в таблицах основной части отчета. Прочерк в таблицах соответствует той ситуации, когда статистическая оценка будет недостоверной вследствие редкой повторяемости самого явления.

Максимальное значение  $\max[S]$  длительности шторма (окна погоды) является случайной величиной с усеченным распределением. В качестве ее числовой характеристики в

таблицах принимается 5% квантиль  $S_{5\%}$  распределения Вейбулла длительности штормов (окон погоды):

$$F(S) = \exp[-AS^B] \quad (4.25)$$

с параметрами  $A$  и  $B$ , вычисленными методом квантилей по исходному ряду. В том случае, если  $S_{5\%}$  превышает количество дней в этом месяце, значение  $\max[S]$  полагается равным количеству дней в месяце.

#### 4.4.2. Совместные характеристики скорости ветра и волнения

Ветер, воздействуя на водную поверхность, создает волны. Векторному полю скорости ветра  $V(x,y,t)$  соответствует поле смешанного волнения, характеризуемое частотно-направленной спектральной плотностью  $S(\omega, \beta, x, y, t)$ .

В общем случае совместные характеристики волнения и ветра можно описать системой их многомерных распределений, или их маргинальных и условных вероятностных характеристик (математических ожиданий, дисперсий и пр.). В общем случае задачу нахождения оценок скорости ветра при волне заданной повторяемости (в том числе – и экстремальной - 1 раз в  $n$  лет), следует отнести к классу «обратных» задач. Решение этой задачи в настоящем отчете дано при следующих допущениях:

- вместо поля ветра  $V(x,y,t)$  рассматривается векторный временной ряд  $V(t_i)$  в фиксированной точке;
- спектральная плотность  $S(\omega, \beta)$  смешанного волнения в этой точке заменена системой параметров, характеризующих две волновые системы: ветрового волнения  $(h_{BB}, \tau_{BB}, \beta_{BB})$  и зыби  $(h_3, \tau_3, \beta_3)$ ;
- оценка скорости ветра  $V$  принята в виде условного математического ожидания  $m_V$  (регрессии) при высоте волны  $h_{100}$ , возможной 1 раз в 100 лет.

По заданным шести величинам  $(h_{BB}, \tau_{BB}, \beta_{BB})$ ,  $(h_3, \tau_3, \beta_3)$  с помощью моментных соотношений можно определить три величины  $(h_{CB}, \tau_{CB}, \beta_{CB})$ , соответствующие средним периодам, высотам, направлениям смешанного волнения [Лонге–Хиггинс, 1962].

Таким образом, задача регрессионного и дисперсионного анализа данных сводится к нахождению статистического соответствия модуля  $|V|$  и направления  $\varphi$  евклидова вектора  $V=(|V|, \varphi)$  с аффинным вектором  $(h_{CB}, \beta_{CB})$  на основе оценок совместных распределений величин  $(|V|, h_{CB})$ ,  $(\varphi, \beta_{CB})$  и  $(|V|, \varphi, h_{CB})$  [Рожков, 1996].

Для анализа угловых величин К.Мардиа [Мардиа, 1978] определил среднее направление  $\bar{\beta} = \arctg(\bar{s} / \bar{c})$  через тригонометрические моменты:

$$c = 1/n \sum \cos \beta_i, \quad \bar{s} = 1/n \sum \sin \beta_i, \quad (4.26)$$

как решение уравнений:

$$c = R \cos \beta, \quad \bar{s} = R \sin \beta, \quad R = (c^2 + \bar{s}^2)^{0.5} \quad (4.27)$$

Дисперсия определена им в виде :

$$vv = 1/n \sum [1 - \cos(\beta_i - \bar{\beta})] = 1 - 1/n \sum \cos(\beta_i - \bar{\beta}) = 1 - R. \quad (4.28)$$

В качестве меры рассеяния  $s$ , аналогичной среднеквадратическому отклонению, Мардиа принял  $s = [-2 \ln(1 - vv)]^{0.5}$ , исходя из аналогии с намотанным нормальным распределением, у которого  $vv = 1 - \exp(-s^2/2)$ .

В разделе 2.4.2 приведены оценки скоростей ветра, возможных при высотах волн 1 раз в 100 лет. Исходными данными для вычисления этой оценки служат:

- значения модуля  $V$  и направления  $\varphi$  скорости ветра, высот  $h$  и направления распространения  $\beta$  смешанного волнения, полученные по модельным расчетам (1979-98 гг.);
- значения  $h_1, h_{10}, h_{100}$  средней высоты волны, возможные 1 раз в год, 10 и 100 лет соответственно.

Совместное четырехмерное распределение вероятностей евклидова вектора  $V$  и аффинного вектора  $(h, \beta)$  есть  $F_{V,h}(z_1, z_2, z_3, z_4) = P \{ |V| < z_1, \varphi < z_2, h < z_3, \beta < z_4 \}$ ; его формально можно записать в виде:

$$F_{V,h}(\bullet) = F_V(\bullet) F_{h|V}(\bullet) = F_h(\bullet) F_{V|h}(\bullet) \quad (4.29)$$

произведения двумерного маргинального распределения  $F_V(\bullet)$  или  $F_h(\bullet)$  на двумерное условное распределение  $F_{h|V}(\bullet)$  или  $F_{V|h}(\bullet)$ . Поскольку интерпретация таких многомерных распределений недостаточно наглядна, в настоящем отчете рассматриваются только линии регрессий  $m_{V|h}, m_{\varphi|\beta}, m_{V(\varphi)|h(\beta)}$  и условных среднеквадратических отклонений  $\sigma_{V|h}, \sigma_{\varphi|\beta}, \sigma_{V(\varphi)|h(\beta)}$ .

## 5. РАСЧЕТ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УРОВНЯ МОРЯ И СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ

Для определения расчетных характеристик суммарного уровня моря и суммарных скоростей течений использована трехмерная бароклинная гидродинамическая модель со свободной поверхностью [Зильберштейн и др., 1990], имеющая различные уровни пространственного разрешения.

В качестве возмущающих сил задаются градиенты атмосферного давления и касательное напряжение ветра, рассчитываемые на основе «морского реанализа» для всего моря.

По данным расчетов определяются экстремальные характеристики скорости суммарных течений на различных горизонтах и уровня моря для каждого месяца и затем, на основе вероятностной модели, строятся функции распределения экстремальных высот уровня моря и модуля максимальных скоростей суммарных течений в каждом из 24 пятнадцатиградусных секторов компаса для расчетных точек.

На основе полученной функции распределения определяются максимальные характеристики скоростей течений и уровня моря, возможные 1 раз в заданное число лет.

## 6. ТРЕХМЕРНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ БАРОКЛИННАЯ МОДЕЛЬ СО СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ПОСТОЯННЫХ И СУММАРНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Для расчетов уровня моря и течений используется трехмерная бароклинная гидродинамическая модель со свободной поверхностью [Зильберштейн и др., 2001; Попов, 2004]. Ее важным достоинством является возможность воспроизвести поля трехмерной структуры течений, что позволяет решать целый ряд экологических задач, связанных с моделированием распространения различного рода загрязнителей.

### 6.1. УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ

Исходная система уравнений модели со свободной поверхностью в декартовой системе координат в приближении гидростатики и  $f$  – плоскости записывается в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uu) + \frac{\partial}{\partial y}(vu) + \frac{\partial}{\partial z}(wu) - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + N_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uv) + \frac{\partial}{\partial y}(vv) + \frac{\partial}{\partial z}(wv) + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + N_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = -\rho g, \quad (6.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) + \frac{\partial}{\partial y}(vT) + \frac{\partial}{\partial z}(wT) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (6.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uS) + \frac{\partial}{\partial y}(vS) + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (6.6)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (6.7)$$

Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, ось  $z$  направлена вверх, ось  $y$  направлена на север, ось  $x$  - на восток. Используются следующие обозначения:  $f$  – параметр Кориолиса;  $p$  – давление;  $\rho$  – плотность;  $T$  – температура,  $S$  – соленость,  $u, v, w$  – составляющие поля скорости по осям  $x, y, z$  соответственно;  $g$  – гравитационное ускорение.

Давление представлено с использованием уравнения гидростатики:

$$p = \int_z^{\zeta} \rho g dz = p_a + p_s + \rho_{\zeta} g \zeta, \quad (6.8)$$

где  $\zeta$  - отклонение свободной поверхности от невозмущенного положения определяет внешнюю баротропную составляющую давления;  $\rho_\zeta$  - плотность в поверхностном слое.  $N_z, N_h$  - коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости;  $K_z$  - коэффициент вертикальной турбулентной диффузии.  $p_s = \int_z^0 \rho g dz$  - внутренняя бароклинная компонента давления;  $p_a$  - атмосферное давление.

## 6.2. КОЭФФИЦИЕНТЫ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ

Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости  $N_z$  задается переменным по глубине. В работе [Марчук и др., 1978] предложен подход, который позднее был развит Кочергиным [Kochergin, 1987] и Полманном [Pohlmann, 1996], основанный на использовании  $k$ - $\varepsilon$ -уравнений (переноса и диссипации турбулентной кинетической энергии). Была предложена параметризация для коэффициента вертикальной турбулентной вязкости  $N_z$  следующего вида:

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 + \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (6.9)$$

где  $c_{ML}$  - коэффициент пропорциональности,  $h_{ML}$  - толщина верхнего (или придонного) пограничного слоя, м;  $S_M$  - число Шмидта, которое определяется по [Mellor, Durbin, 1975] используя число Ричардсона

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[ \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right], \quad (6.10)$$

$$S_M = Ri / [0,725(Ri + 0,186 - \sqrt{Ri^2 - 0,316Ri + 0,0346})] /$$

С помощью частных решений  $k$ - $\varepsilon$ -уравнений Кочергин [Kochergin, 1987] определил коэффициент  $c_{ML}$ , который для случая устойчивой стратификации оказался равным 0,05. В формуле (6.9) толщины верхнего и придонного пограничных слоев  $h_{ML}$  зависят от критического числа  $Ri$  равного 0,22 [Pohlmann, 1996].

В перемешанном слое число  $Ri$  меньше критического. Таким образом, интенсивность турбулентного перемешивания зависит как от скорости течения, ее вертикальных сдвигов, так и от стратификации. При устойчивой стратификации коэффициент вертикальной вязкости уменьшается. Для определения коэффициентов в уравнениях переноса температуры и солёности (6.5) и (6.6) используется линейная зависимость между коэффициентами вертикальной турбулентной вязкости и диффузии

$$K_z = \frac{1}{S_M} N_z.$$

### 6.3. ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

На твердых боковых границах задается условие прилипания, т.е. равенства нулю нормальной и тангенциальной компонент скорости. На жидких границах задается скорости течения, определенные по расходам рек.

На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие, температура и соленость по данным наблюдений:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w, T = T_S, S = S_S \quad (6.11)$$

где

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\vec{U}_a|, C_d U_{ay} |\vec{U}_a|), \quad \vec{U}_a - \text{вектор скорости ветра, } C_d = 3,2 \cdot 10^{-6},$$

В качестве входной информации для расчета касательного напряжения ветра используются поля давления на уровне моря по данным глобального реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR с дискретностью 6 часов по времени и 2,5\*2,5 градуса по пространству. Далее, скорости приводного ветра рассчитываются по полю атмосферного давления с учетом кривизны изобар и агеострофической составляющей. Учет поворота вектора скорости ветра и его уменьшения в приводном слое производится с помощью эмпирической связи параметров устойчивости атмосферы от величины барической тенденции.

В период ледостава, при расчетах касательного напряжения ветра, учитывается положение кромки льда и его сплоченность льда.

Граничные условия для уравнений баланса тепла и солей задаются по среднегодовым полям поверхностной температуры и солености.

На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна  $H(x, y)$  и отсутствие потоков тепла и солей.

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{bx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{by}, u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = w, \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad (6.12)$$

где

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = (\alpha \alpha_b |\vec{U}_b|, \alpha v_b |\vec{U}_b|), \quad \vec{U}_b - \text{вектор придонного течения, } \alpha = 2,5 \cdot 10^{-3}.$$

#### 6.4. АЛГОРИТМ ОСУШЕНИЯ И ЗАТОПЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

При моделировании штормовых нагонов возможно затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе штормового нагона. Таким образом, в этом случае предполагается задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, разработанной на основе процедуры, изложенной в работах [Flather, Hearn, 1975].

Точка  $U_{i, j+1/2}$ , в которой рассчитывается  $u$ -компонента вектора скорости течения ( $u$ -узел), сдвинута влево на половину пространственного шага относительно  $\zeta$ -узла, где заданы значения уровня моря  $\zeta_{i+1/2, j+1/2}$  и глубины  $H_{i+1/2, j+1/2}$ , а точка  $V_{i+1/2, j}$  сдвинута на половину пространственного шага вниз относительно  $\zeta$ -узла. Решение разностных уравнений баланса импульса и неразрывности осуществляется после проверки в каждой точке расчетной области следующих условий:

- точка уровня  $\zeta_{i+1/2, j+1/2}$  считается «сухой», если полная глубина места становится равной 0, т.е.  $(\zeta+H)_{i+1/2, j+1/2} = 0$
- точка  $U_{i, j+1/2}$  считается «сухой» и полный поток в слое полагается равным нулю, если выполняется хотя бы одно из трех условий
- толщина слоя в этой точке становится меньше некой «постулированной» величины  $\varepsilon$ , обычно принимаемой равной 10 см, т.е.  $(\zeta+H)_{i, j+1/2} < \varepsilon$ ,

$$\text{где } H_{i, j+1/2} = (H_{i-1/2, j+1/2} + H_{i+1/2, j+1/2})/2, \quad \zeta_{i, j+1/2} = (\zeta_{i-1/2, j+1/2} + \zeta_{i+1/2, j+1/2})/2;$$

- справа от точки  $U_{i, j+1/2}$  находится «сухая» точка уровня  $\zeta_{i+1/2, j+1/2}$  и разница уровней в точках слева и справа от  $U_{i, j+1/2}$  меньше  $\varepsilon$ , что означает

$$(\zeta+H)_{i+1/2, j+1/2} = 0 \text{ и } \zeta_{i-1/2, j+1/2} - \zeta_{i+1/2, j+1/2} < \varepsilon,$$

- слева от точки  $U_{i, j+1/2}$  находится «сухая» точка уровня  $\zeta_{i-1/2, j+1/2}$  и разница уровней в точках справа и слева от  $U_{i, j+1/2}$  меньше  $\varepsilon$ , что означает

$$(\zeta+H)_{i-1/2, j+1/2} = 0 \text{ и } \zeta_{i+1/2, j+1/2} - \zeta_{i-1/2, j+1/2} < \varepsilon.$$

Для  $v$ -компоненты вектора скорости течения алгоритм осушения и затопления строится аналогично. Важно отметить, что в алгоритме учитываются не только полная глубина, но и разность уровней моря в окружающих точках.



## 6.5. НАЧАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

В начальный момент времени компоненты вектора скорости принимаются равными нулю, поля температуры и солености заданы по среднемесячным полям, соответствующим дате начала счета (00 часов 1 января 1948 года).

На основе этих полей по уравнениям движения гидродинамической модели выполняется расчет на установление. Кинетическая энергия выходит на стационарный уровень, скорости течений подстраиваются под заданное в правой части уравнений поле плотности. Такой расчет на установление скоростей течений под заданные из наблюдений поля плотности называется диагностическим методом расчета скоростей течений.

Численное решение уравнений модели (6.1)-(6.7) получено на сетке с шагом 3 морские мили. Сетка содержит (126\*216) узлов, часть которых (~ 30%) занимает суша. По вертикали сетка неравномерная, расчеты выполнены на 14 расчетных горизонтах.

Шаг по времени равен 40 секундам.

## 6.6. ПРИМЕР РАСЧЕТА ШТОРМОВОГО НАГОНА

В последние десятилетия особо опасным по своим последствиям (после нагона 1952 г.) был нагон 12-15 марта 1995 г. Этот нагон происходил в период, когда среднегодовой уровень Каспия практически достиг своего максимума за последние 60 лет. Во время нагона отмечалось резкое увеличение горизонтальных градиентов давления над Северным Каспием за счет смещения мощного антициклона с севера и углубления циклона над Черным морем. В связи с этим в северо-западной части Каспия 12-14 марта 1995 г. отмечался сильный ВСВ-В ветер со скоростью до 15-16 м/с (хотя данное направление ветра не самое эффективное для нагона у западного побережья Северного Каспия).

Наивысший уровень моря (-25,71 м БС) при нагоне у о.Тюлений был отмечен в 12-13 часов 13 марта, величина нагона составила здесь 92 см. Наибольшая величина нагона в Лагани наблюдалась в 16-17 часов 13 марта и составила 152 см, что на 60 см выше, чем у о.Тюлений.

15 марта 1995 г. над всей акваторией Северного Каспия было отмечено новое усиление восточного ветра до 12-20 м/с и новый нагон: у о.Тюлений до величины 91 см, у г.Лагань до 126 см.

Отметки уровня моря в максимум нагона 13 марта 1995 г. в Лагани практически достигали той же величины, что и при нагоне 12-14 ноября 1952 г., хотя в 1995 г. скорость нагонного ветра и величина нагона были почти в два раза меньше. В этом сказалась раз-

ница в положении среднемесячного уровня моря в период этих нагонов – в марте 1995 г уровень был на 1,6 м выше, чем в ноябре 1952 г.

Нагон в марте 1995 г. нанес огромный ущерб побережью Калмыкии и Дагестана, особенно Каспийскому району и г. Лагань. Прибрежная полоса западного побережья была затоплена на протяжении 600 км. Ширина полосы затопления составила 25-30 км, общая площадь затопления достигла 1450 км<sup>2</sup>. Без крова остались 3700 человек, имелись человеческие жертвы. Были размыты автодороги, разрушены дамбы, линии связи и электросети.

Данный нагон был воспроизведен методом гидродинамического моделирования на 3-мильной расчетной сетке с помощью трехмерной бароклинной гидродинамической модели. Результаты расчетов представлены на рис. 6.1-6.4.

На рисунках 6.1 и 6.3 продемонстрированы расчетные поля ветра и атмосферного давления 13 и 14 марта 1995 г., соответствующие фазам максимального развития экстремального штормового нагона, а на рисунках 6.2 и 6.4 - соответствующие этим моментам поля уровня моря и скоростей течений в поверхностном слое, полученные на основе гидродинамического моделирования. Хорошо видны обширные зоны затопленных территорий особенно на низменных участках побережья, причем ширина полосы затопления соответствует наблюдавшейся.

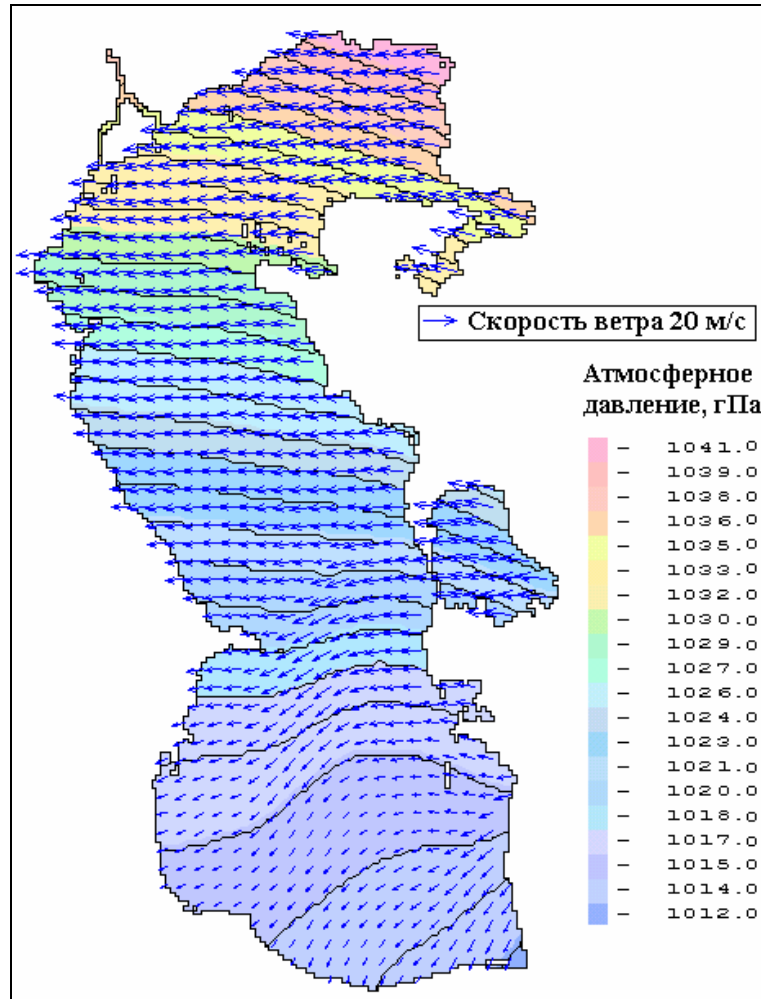


Рис. 6.1. Поле атмосферного давления и расчетные скорости ветра на момент времени 9 часов 13 марта 1995 г.

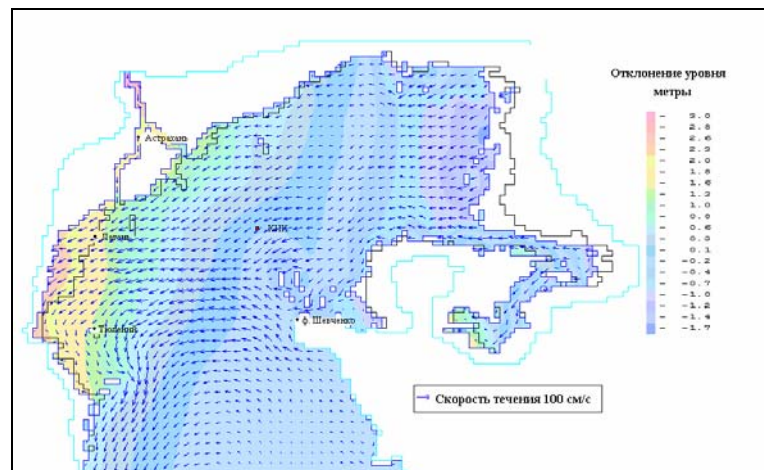


Рис. 6.2. Поля расчетных скоростей поверхностных течений и отклонений уровня от среднего уровня моря (-27 м ГВО) на момент времени 9 часов 13 марта 1995 г.

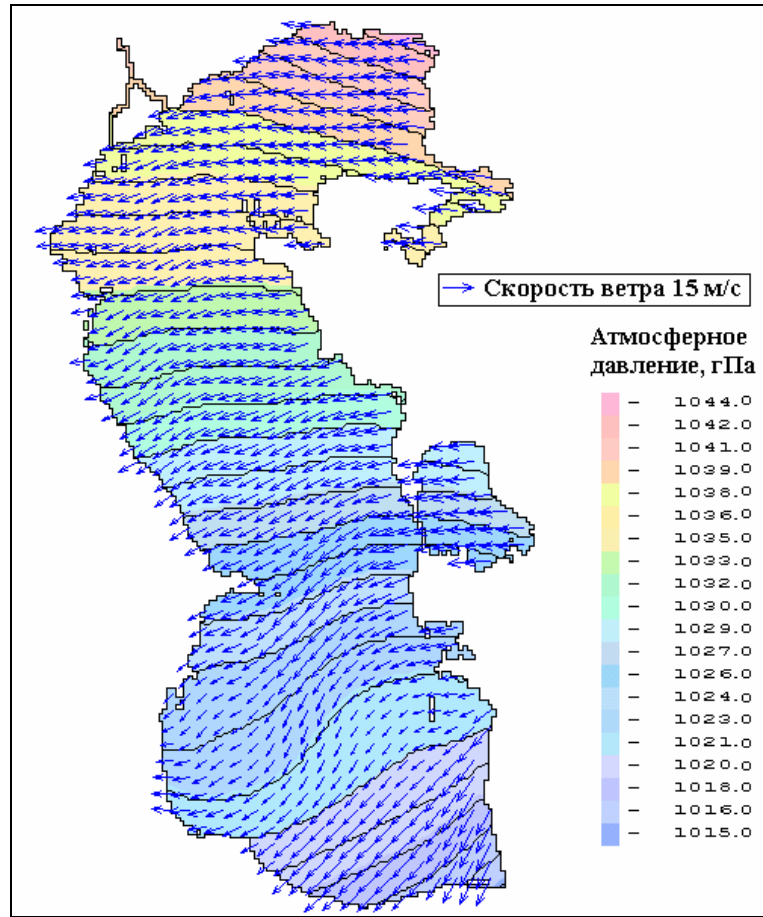


Рис. 6.3. Поле атмосферного давления и расчетные скорости ветра на момент времени 9 часов 14 марта 1995 г.

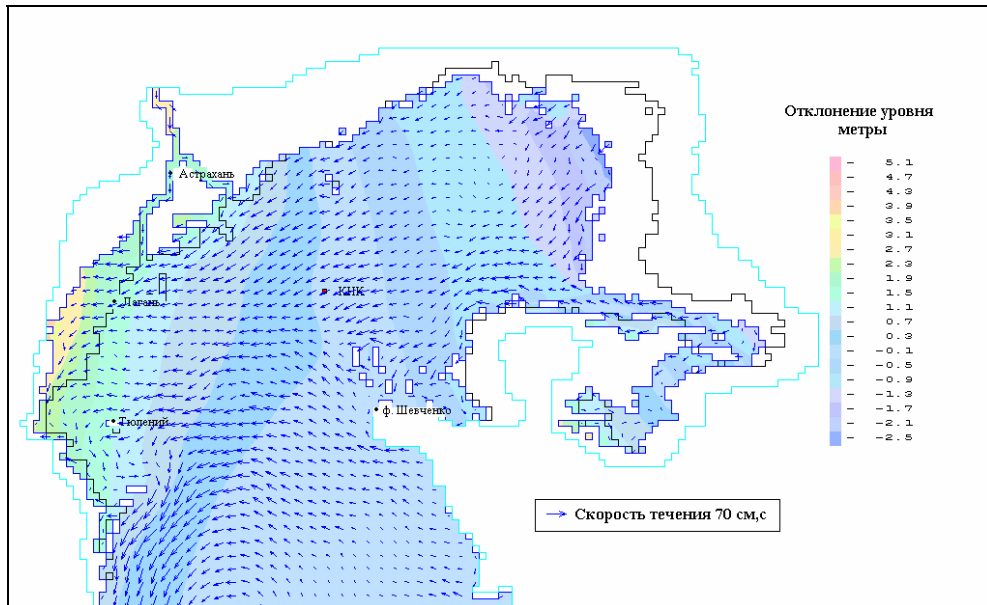


Рис. 6.4. Поля расчетных скоростей поверхностных течений и отклонений уровня от среднего уровня моря (-27 м ГВО) на момент времени 9 часов 14 марта 1995 г.

## 7. ВЕРОЯТНОСТНЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК РЕДКОЙ ПОВТОРЯЕМОСТИ СУММАРНЫХ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ И УРОВНЯ МОРЯ

Определение экстремальных высот уровня моря и скоростей суммарных течений редкой повторяемости при проектировании морских гидротехнических сооружений имеет первостепенное значение. От выбора проектных отметок уровня моря, базирующихся на этих данных, в значительной степени зависит объем и стоимость строительства. Положение экстремальных отметок уровня существенно влияет на последствия динамического воздействия волн, течений и льдов на берег и морские гидротехнические сооружения.

Для прикладных целей наибольший интерес представляют характеристики режима малой обеспеченности, или характеристики с повторяемостью 1 раз в 25, 50 и 100 лет.

Метод определения уровней редкой повторяемости на основе данных наблюдений над уровнем моря, теоретической основой которого является статистическая теория экстремальных значений, подробно изложен в работе [Герман, Левиков, 1988]. Ниже излагаются лишь его принципиальные положения.

Статистика экстремальных значений основана на двойном экспоненциальном законе. Двойной экспоненциальный закон можно представить в виде:

$$P = \exp(-e^{-y}), \quad (7.1)$$

где  $y$  в выражении (7.1) называется приведенной переменной, которая является функцией статистической переменной  $x$ :  $y=y(x)$ ,  $P$  – функция распределения, а  $x$  – в данном случае наблюдения над уровнем моря.

Если (7.1) дважды прологарифмировать, получим:

$$Y = -\ln(-\ln P). \quad (7.2)$$

Подставив сюда вместо  $P$  его значение, выраженное через период повторяемости

$$P = (T-1)/T, \quad (7.3)$$

полагая, что  $T=1/(1-P)$ , получим:

$$Y = -\ln \ln [T/(T-1)]. \quad (7.4)$$

Рассмотрим теперь вопрос о характере связи между приведенной переменной  $y$  и статистической переменной  $x$ . Установлено, что предельные распределения экстремумов могут быть трех и только трех типов, которые получили название трех предельных распределений [Герман, Левиков, 1988]:

$$P_1(x) = \exp[-e^{-\alpha(x-u)}], \alpha > 0, u > 0, -\infty < x < \infty, \quad (7.5)$$

$$P_2(x) = \exp[-(v/x)^k], x > 0, v > 0, k > 0; \quad (7.6)$$

$$P_3(x) = \exp[-(x/v)^k], x < 0, v < 0, k > 0; \quad (7.7)$$

где  $\alpha, u, v, k$  – параметры распределения.

Эти три предельных распределения (7.5) – (7.7) можно записать в общей форме в виде распределения Дженкинсона [Jenkinson, 1955]:

$$P(x) = \exp[-(1-x/\alpha)^{1/k}], \alpha k > 0. \quad (7.8)$$

Если  $k > 0$ , то  $\alpha > 0$  и  $P(x) = P_3(x)$ . Если  $k < 0$ , то  $\alpha < 0$  и  $P(x) = P_2(x)$ . При  $k \neq 0$  преобразование

$$x = \alpha[1 - \exp(-ky)] \quad (7.9)$$

приводит к  $P(x) = P_1(x)$ .

Характер связи между приведенной переменной  $y$  и статистической переменной  $x$  для трех предельных распределений может быть установлен при сравнении двойного экспоненциального распределения (7.1) с (7.5) – (7.7). В результате получим следующие соотношения:

для первого предельного распределения

$$Y = \alpha(x-u); \quad (7.10)$$

для второго предельного распределения

$$Y = k(\ln x - \ln v); \quad (7.11)$$

для третьего предельного распределения

$$Y = k(\ln |v| - \ln |x|). \quad (7.12)$$

При исследовании экстремальных значений уровня моря применяются два способа составления выборок. Первый способ состоит в том, что эмпирические функции распределения строят по ряду годовых экстремумов. При втором способе выборки составляют по данным, которые выходят за пределы некоторого произвольно выбранного базисного уровня.

Лангбейн [Langbein, 1949] установил связь, которая дает возможность перехода от периода повторяемости  $T$ , рассчитанного по выборке, составленной только из годовых максимумов, к периоду повторяемости  $T'$ , рассчитанного по выборке, составленной из максимумов, которые превышают произвольно выбранный базисный уровень. Соотноше-

ния, установленные Лангбейном, получены на основе следующих соображений. Пусть имеется  $m'$  значений, превышающих статистическую переменную  $x$ . Если общее число наблюдений в исследуемой выборке  $n'$ , а число лет наблюдений  $N$ , то среднее годовое число

$$\lambda = \frac{n'}{N}, \quad (7.13)$$

а вероятность превышения величины  $x$  выразится соотношением

$$1-p' = m' / (\lambda N). \quad (7.14)$$

Положив  $\lambda=1$ , что соответствует случаю, когда в среднем имеется один максимум в году, получим

$$1-p' = m' / N. \quad (7.15)$$

Если же рассматривать выборку годовых максимумов, то в соответствии с законом Пуассона можно записать

$$1-P = 1 - \exp(-m'/N). \quad (7.16)$$

Периоды повторяемости соответственно равны:

$$T = 1 / [1 - \exp(-m'/N)]; \quad (7.17)$$

$$T' = N / m'. \quad (7.18)$$

Из соотношений (7.17) и (7.18) следует, что при  $N/m' \geq 10$  периоды  $T$  и  $T'$  незначительно отличаются друг от друга.

Поэтому вне зависимости от способа составления выборок в области малых вероятностей кривые обеспеченности максимальных высот уровня моря практически совпадают. Основная же масса точек, сосредоточенная в области малых периодов повторяемости, не представляет большого интереса для расчета максимальных значений.

Для расчета эмпирических вероятностей превышения максимума широкое применение получила формула Вейбулла:

$$1-P = m / (N+1), \quad (7.19)$$

где  $1-P$  – вероятность превышения наблюдаемых максимумов;

$m$  – порядковый номер членов ряда, расположенных в порядке убывания;

$N$  – общее число членов ряда максимумов.

В настоящее время все большее распространение приобретает метод получения метеорологической информации о полях атмосферного давления и скоростей ветра с по-

мощью «морского реанализа» метеорологических полей. В этом случае архив синоптических карт за 60 лет (1948-2008 гг.) служит для уточнения экстремальных величин. Этот подход используется для определения экстремальных значений уровня моря в настоящем отчете.

На основе полученной эмпирической функции распределения уровня моря определяются экстремальные его характеристики, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет.

Интерполяция и экстраполяция значений функции распределения в область малых обеспеченностей производится на компьютере автоматически, с помощью критерия “ $\chi$ -квадрат”. При этом используется следующий алгоритм.

Рассматривается функциональная зависимость  $F$  между периодом повторяемости  $T$  и экстремальной величиной уровня моря в области изменения  $T$  от 4 лет и более. Характер функции  $F$  в силу ее построения определяется предельными распределениями (7.10) – (7.12). Учитывая это, производится вычисление стандартного отклонения  $\sigma$  для выборки  $F(T_i)$ , где  $T_i$  принадлежит всей области изменения  $T$ .

Если значение  $\sigma$  оказывается велико, то применяется процедура разбиения области изменения  $T$  на участки, для которых должно выполняться следующие условия:

1. значение стандартного отклонения  $\sigma$ , вычисленного для каждого участка разбиения, достаточно мало;
2. эти значения сравнимы между собой;
3. на каждый участок разбиения приходится достаточное число членов выборки  $F(T_i)$ .

Если такое разбиение провести невозможно, то учитывая характер функции  $F$ , данные, на основании которых она была построена, бракуются.

Выполнение условий 1 – 3 означает [Гумбель, 1965], что на выбранном участке допустимо применение модифицированного метода наименьших квадратов для построения прямой, достаточно хорошо аппроксимирующей функцию  $F$ . Причем для определения параметров этой прямой не требуется вычисления смешанного момента, что значительно повышает точность расчетов.

Учитывая теоретические методы расчета периода предсказуемости, изложенные в работах [Гумбель, 1965; Герман, Левиков 1988] и выполнение условий 1 – 3, на основании имеющихся архивных данных допустимо определение значений экстремальных характеристик, возможных 1 раз в 50 и 100 лет, методом экстраполяции прямой (7.20), построенной для крайнего участка разбиения имеющейся области значений  $T$ . Исходя из этого, на каждом участке разбиения области изменения « $n$ » строится прямая.



$$F=a(T-b). \quad (7.20)$$

Параметры  $a$ ,  $b$  могут быть определены с помощью модифицированного метода наименьших квадратов и используются для вычисления экстремальных характеристик.

Однако, с целью уменьшения влияния погрешностей данных наблюдений, необходимо использовать робастную технику оценки параметров  $a$  и  $b$ , основанную на том факте, что медиана любой выборки является величиной, минимизирующей сумму абсолютных отклонений.

Учитывая некоторую неопределенность условий 1-3, для получения достоверных и несмещенных оценок значений  $F(T_i)$  применяется следующий робастный алгоритм:

1) Вся область определения функции распределения разбивается на ряд перекрывающихся участков в соответствии с их статистическими параметрами.

2) Для каждого значения  $T_i$ , в котором необходимо получить оценку функции распределения, строится ряд  $\Phi = \{f_j(T_i)\}$ , каждый член которого есть значение функции распределения, полученное с помощью вышеописанной процедуры определения оценки параметров  $a$  и  $b$ , но для определенного участка разбиения.

3) Вычисляется значение медианы ряда  $\Phi$ . На основании свойств медианы это значение и есть достоверная и несмещенная оценка  $F(T_i)$ .

Необходимо отметить, что применение данного алгоритма расчета  $F(T_{10-100})$  не изменяет характера связи между статистической и приведенной переменной, которая остается в рамках первого предельного распределения (7.10).

Аналогичным образом рассчитываются характеристики редкой повторяемости суммарных скоростей течений. По данным расчетов суммарных приливных и сгонно-нагонных движений с помощью гидродинамической модели (Раздел 6) определяются максимальные значения скорости течений для каждого месяца рассматриваемого периода времени. Затем строится функция распределения модуля максимальных скоростей суммарных течений в каждом из 24 секторов картушки компаса. На основе полученной функции распределения в каждом секторе определяются максимальные характеристики скоростей течений, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет. Интерполяция и экстраполяция значений функции распределения модуля максимальных скоростей течений редкой повторяемости в каждом секторе в область малых вероятностей производится с помощью критерия “ $\chi$ -квадрат”. Их объединение по всем секторам дает функцию распределения максимальных скоростей суммарных течений редкой повторяемости по румбам для исследуемой точки.

## 8. МЕТОДЫ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ ОБЛЕДЕНЕНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Инженерные сооружения (суда, гидротехнические сооружения, платформы и т.д.) в холодную половину года подвергаются обледенению. Оно происходит при отрицательной температуре воздуха вследствие замерзания воды, попавшей с поверхности моря или/и из атмосферы на поверхность сооружения. Встречаются три типа обледенения:

а) морское обледенение – образование льда вследствие забрызгивания и заливания наружной надводной поверхности сооружения морской водой;

б) атмосферное обледенение – образование льда, обусловленное сублимацией пара и замерзанием капель дождя, мокрого снега, мороси или тумана;

в) смешанное обледенение- примерзание снега, пропитанного забортной водой, а также сочетание обледенения первых двух типов.

Атмосферное обледенение в приводном слое происходит, как правило, при температуре воздуха от 0 до  $-20^{\circ}\text{C}$  и скорости ветра 0 – 10 м/с. В результате атмосферного обледенения пресноводным льдом покрываются все надводные поверхности конструкций судна (мачты, антенны, такелаж, надстройка и т.п.).

Морское и смешанное обледенения происходят при температуре воздуха  $-1,8^{\circ}\text{C}$  (температура замерзания морской воды) и ниже. Масса воды, попадающая на сооружение, зависит от частоты встречи его с волной, высоты волны и площади поверхности сооружения. В результате морского и смешанного обледенения солоноватый лед нарастает на конструкциях сооружения. Морской и смешанный типы обледенения могут привести к нарушению остойчивости судна и его опрокидыванию, а инженерные сооружения – к аварийной ситуации. Атмосферное обледенение опасно для проводов, мачт и других конструкций. Непосредственно у поверхности моря главное значение имеет морское обледенение, интенсивность которого с высотой убывает, а начиная с высоты более 20 м преобладающим является атмосферное обледенение, интенсивность которого с высотой возрастает.

Особенность шельфовой зоны – отсутствие прямых экспериментальных данных по атмосферному обледенению (за исключением отдельных районов) и недостаточная освещенность данными по брызговому обледенению (преимущественно судовые данные с большой дискретностью). Поэтому разработка методики определения параметров обледенения является одной из важнейших практических задач в шельфовых зонах.

## 8.1. МОРСКОЕ ОБЛЕДЕНЕНИЕ

Качественно процесс брызгового обледенения можно представить следующим образом. На поверхности моря под действием ветра образуются волны. Волна, ударившись о сооружение, разбивается на мелкие брызги, которые заносятся ветром на объект (морскую ледостойкую платформу, судно и др.). Наряду с этим при скорости ветра более 8 м/с брызги образуются также в результате срыва капель с поверхности гребней волн, которые попадают на платформу.

Забрызгивание сооружения определяется гидрометеорологическими условиями (скоростью и направлением ветра, характеристиками волн) и гидроаэродинамическими свойствами объекта (размерами, обтекаемостью, скоростью его движения и др.).

### 8.1.1. Определение повторяемости и продолжительности явления

В практике работы Росгидромета, капитанов и штурманов, а также проектных организаций установлены следующие градации обледенения и соответствующие им сочетания элементов гидрометеорологических условий [Гидрометеорологические условия..., 1986]: *медленное обледенение* происходит при температуре воздуха ( $T_a$ )  $-1^{\circ}\text{C} > T_a \geq -3^{\circ}\text{C}$  и скорости ветра ( $U_a$ )  $> 0$  м/с и при  $T_a < -3^{\circ}\text{C}$ ,  $U_a \leq 10$  м/с; *быстрое обледенение* происходит при  $-3^{\circ}\text{C} > T_a \geq -8^{\circ}\text{C}$  и при  $10 < U_a \leq 15$  м/с; *очень быстрое обледенение* происходит при  $-3^{\circ}\text{C} > T_a$ ,  $U_a > 15$  м/с и при  $T_a < -8^{\circ}\text{C}$ ,  $10 < U_a < 15$  м/с.

Повторяемость этих градаций обледенения для рассматриваемой акватории можно получить по данным метеорологических наблюдений на судовых, островных или прибрежных береговых станциях из таблиц ТМ-1 и из ежедневных синоптических карт.

Повторяемость каждой градации обледенения, рассчитанной за данный месяц года и за весь ряд наблюдений, определяется по формулам

$$P_i = (n_i/n)100\%, \quad (8.1)$$

$$P = \sum_i P_i / N, \quad (8.2)$$

где  $P_i$  – повторяемость определенной градации обледенения за определенный месяц года,  $P$  – среднемесячная повторяемость определенной градации обледенения за весь многолетний период наблюдений,  $n_i$  – число случаев каждой градации за месяц в  $i$ -м году,  $n$  – общее число совместных наблюдений по температуре воздуха и скорости ветра за месяц в  $i$ -м году,  $N$  – число лет наблюдений.

Продолжительность градаций обледенения, как и повторяемость определяются по сочетанию температуры воздуха и скорости ветра, взятым из таблиц ТМ-1.

### 8.1.2. Расчет массы льда, нарастающего на сооружении

В общем виде задача о расчете массы образующегося льда на поверхности объекта сводится к определению массы воды, попавшей на объект, и оценке той ее части, которая замерзнет на его поверхности.

Брызговое облако, как известно, ограничено в пространстве по высоте и по горизонтали [Панов, 1987]. При этом с увеличением скорости ветра размеры образовавшегося облака и его водность возрастают. Наблюдения показывают, что в зоне брызгообразования масса воды в брызговом облаке зависит от средней скорости ветра:

$$W_1 = 1,66 \cdot 10^{-3} U_a^{4,75}, \quad (8.3)$$

где  $W_1$  – масса воды, попавшая на  $1 \text{ м}^2$  вертикальной поверхности, расположенной нормально к потоку брызг на высоте, равной средней высоте ветровой волны, в единицу времени,  $\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{ч}$ ;  $U_a$  – средняя скорость ветра ( $\text{м}/\text{с}$ ) на высоте 6 м над уровнем моря.

Максимальная высота, на которую залетают капли брызгового облака, определяется эмпирической формулой:

$$h_m = 3,8 \cdot 10^{-2} U_a^{1,75} + \lambda, \quad (8.4)$$

где  $h_m$  – максимальная высота подъема капель брызгового облака, м;  $\lambda$  – высота, близкая к средней амплитуде волны на поверхности моря ( $1/2$  высоты волны).

С высотой водность брызгового облака уменьшается и масса воды, попавшая на  $1 \text{ м}^2$  вертикальной поверхности, изменяется с увеличением высоты по закону:

$$W_z = W_1 e^{-0,85z}, \quad (8.5)$$

где  $z$  – высота уровня измерения, м.

Зная массу воды и ее распределение по вертикали, массу льда определим по соотношению:

$$J_i = a_1 a_2 a_3 \beta * W_z, \quad (8.6)$$

где  $J_i$  – масса льда, образовавшегося на высоте  $z$  при обледенении на  $1 \text{ м}^2$  надводной поверхности объекта за единицу времени,  $a_1$  – коэффициент, учитывающий деформацию ветровой волны на мелководье;  $a_2$  – коэффициент, учитывающий отклонение от вертикали поверхности сооружения;  $a_3$  – коэффициент, учитывающий геометрию и размеры поверхности сооружения;  $\beta$  – коэффициент намерзания, определяемый отношением массы льда, образовавшегося на  $1 \text{ м}^2$  поверхности в единицу времени, к массе воды, попавшей на ту же поверхность за тот же промежуток времени.

Суммарная масса льда на поверхности сооружения  $J_s$  за время  $t$  определяется как сумма масс по количеству интервалов времени, в каждом из которых гидрометеорологические условия можно считать неизменными, т.е.

$$J_s = a_1 a_2 a_3 \sum_n \beta \cdot WSt, \quad (8.7)$$

где  $S$  – площадь элемента поверхности надводной части сооружения, на которую попадает вода, а  $n$  – число элементов поверхности.

**Пример определения массы воды**, попавшей на  $1 \text{ м}^2$  плоской поверхности платформы, при средней скорости ветра, равной  $15 \text{ м/с}$ . Этой скорости соответствует средняя высота волны  $1,5 \text{ м}$  (амплитуда равна  $1/2$  высоты волны, т.е.  $0,75 \text{ м}$ ). Высота, на которую поднимется брызговое облако, составляет  $4,45 + 0,75 = 5,2 \text{ м}$  (после подстановки данных в формулу 8.4). Величина массы воды, попавшей на  $1 \text{ м}^2$  поверхности, на различных высотах, рассчитанная по формулам 8.1 и 8.3, приводится в табл. 8.1.

**Таблица 8.1. Масса воды, попавшей на  $1 \text{ м}^2$  поверхности, находящейся на разной высоте,  $\text{кг/м}^2 \text{ ч}$**

Высота, м	Масса воды	Масса льда
0,00 – 0,75	Брызг нет	льда нет
0,75 – 1,75	640	25
1,75 – 2,75	116	24
2,75 – 3,75	50	13
3,75 – 4,75	21	7
4,75 – 5,20	9	$\approx 0$

**Пример расчета массы льда, отложившегося на поверхности платформы**

Коэффициент намерзания  $\beta$  зависит от многих факторов: гидрометеорологических условий, теплофизических свойств поверхности сооружения, его геометрии и т.д. [Панов, 1976]. Он приводится по экспериментальным данным морского брызгового обледенения рыбопромысловых судов, ходивших в Баренцевом, Карском и Японском морях. Предполагается, что процессы обледенения инженерных сооружений, находящихся в подобных гидрометеорологических условиях и построенных из аналогичных материалов, протекают одинаково, т.е.  $a_1, a_2, a_3$  равны  $1,0$ .

Для облегчения расчетов по формуле 8.7 построена табл. 8.2. По ней, зная массу воды, попавшую на поверхность, и температуру воздуха, определим массу льда, нарастающего на плоской поверхности. При температуре воздуха  $-8^{\circ}\text{C}$  (минимальная температура для быстрого обледенения) расчетные величины массы льда приведены в табл. 8.1. Общая масса льда на сооружении будет равной  $(25+24+13+7) \cdot t = 690 \text{ кг/м}^2$ , где  $t$  - продолжительность обледенения 10 часов.

**Таблица 8.2. Расчетные массы льда ( $\text{кг/м}^2 \text{ ч}$ ) по массе воды ( $\text{кг/м}^2 \text{ ч}$ ) для различных температур воздуха**

Масса воды	Температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$			
	$-5^{\circ}$	$-10^{\circ}$	$-15^{\circ}$	$-20^{\circ}$
<b>5</b>	2	3	4	5
<b>10</b>	3	6	8	10
<b>50</b>	7	18	28	44
<b>100</b>	16	27	37	52
<b>500</b>	19	28	41	60
<b>1000</b>	18	27	40	62
<b>5000</b>	15	22	37	62
<b>10000</b>	13	19	34	58

## 8.2. АТМОСФЕРНОЕ ОБЛЕДЕНЕНИЕ

Для определения параметров атмосферного обледенения возможны два метода решения задачи: использование в качестве исходной базы прямых экспериментальных данных, полученных на близлежащих береговых станциях, с последующим переходом от этих станций непосредственно к шельфовым областям и применение косвенных методов (расчет по характеристикам облаков, туманов и осадков при отрицательной температуре).

Применение косвенных методов представляется нецелесообразным по двум основным причинам:

1. Погрешности косвенных методов, приемлемые для практических целей при полном отсутствии прямых экспериментальных данных, в этом случае будут усугубляться неточностью определения характеристик самих конденсационных систем.

2. Данные по пространственному распределению зон переохлажденных облаков, туманов и осадков и их характеристикам в шельфовых зонах либо недостаточны, либо полностью отсутствуют.

Возможность решения поставленной задачи первым методом дают регулярные сетевые наблюдения над атмосферным обледенением, проводимые на береговых и шельфовых станциях. Данные этих наблюдений являются начальной основой и исходной базой для расчета характеристик атмосферного обледенения в шельфовой зоне. К сожалению, таких шельфовых районов, освещенных подобными данными очень мало.

Переход от опорных береговых станций к шельфовой зоне может быть осуществлен различными методами: либо с учетом пространственной изменчивости параметров обледенения в рассматриваемых районах (горизонтальные градиенты параметров обледенения по направлениям), либо с использованием линейных и нелинейных регрессионных связей между опорными береговыми и островными станциями.

Для практики наиболее важными являются соотношения между максимальными значениями параметров обледенения на береговых станциях и в шельфовой зоне.

Особое значение имеет анализ пространственной изменчивости зон обледенения в рассматриваемых районах, так как он позволяет обосновать выбор тех или иных береговых станций в качестве опорных при расчете искомых параметров обледенения.

Предлагаемая методика должна предусматривать возможность расчета параметров обледенения для любого пункта шельфовой зоны по данным реперной береговой станции (либо нескольких станций) с учетом расстояния и направления от станции.

### 8.2.1. Определение временных характеристик атмосферного обледенения (частота, продолжительность, неблагоприятные периоды)

Если по прибрежной зоне прямые экспериментальные данные отсутствуют, то в искомой шельфовой зоне располагаются одна или несколько метеостанций, ведущих регулярные метеонаблюдения, исходными данными для расчетов могут служить многолетние характеристики термического режима и метеорологических явлений, помещаемые в общие или региональные справочники по климату [Основные данные по климату, 1976].

Обычно такие справочники содержат: среднее многолетнее число дней с туманом (по месяцам и за год), даты безморозного периода и его продолжительность. Эти климатические данные позволяют рассчитать необходимые характеристики атмосферного обледенения.

Если данный месяц года полностью входит в морозный период (что определяется по датам, указанным в справочниках), то оценкой частоты атмосферного обледенения в этом месяце является отношение:

$$F_1 = \frac{\bar{n}_T}{N}, \quad (8.8)$$

где  $\bar{n}_T$  - среднее многолетнее число дней с туманом по справочным данным;  $N$  – число дней в месяце.

Если только часть месяца входит в морозный период, то искомая частота атмосферного обледенения определится из соотношения:

$$F_2 = \frac{\bar{n}_T \bar{n}_-}{N^2}, \quad (8.9)$$

где  $\bar{n}_-$  - число дней месяца с отрицательной температурой.

Максимальное из полученных значений  $F$  дает наибольшую частоту атмосферного обледенения за сезон и одновременно указывает наиболее неблагоприятные с этой точки зрения месяцы (или месяц).

По справочным данным может быть определена лишь оценка продолжительности обледенения (лежащая в интервале между нижним и верхним пределами). Если месяц полностью входит в холодный период, то эти пределы определяются по соотношению

$$\tau_H \approx 3\bar{n}_T \text{ и } \tau_B \approx 24\bar{n}_T. \quad (8.10)$$



В том случае, когда данный месяц лишь частично входит в холодный период, с учетом соотношения (9.9) получаем:

$$\tau_H \approx \frac{3\bar{n}_T\bar{n}_-}{N} \text{ и } \tau_B \approx \frac{24\bar{n}_T\bar{n}_-}{N}. \quad (8.11)$$

Таким образом, можно оценить продолжительность атмосферного обледенения за месяц. Оценками суммарной за сезон ее продолжительности будут соотношения:

$$\sum \tau_H = 3(\sum n_T + \sum n_T \frac{n_-}{N}); \quad \sum \tau_B = 24(\sum n_T + \sum n_T \frac{n_-}{N}), \quad (8.12)$$

где  $\sum n_T$  - общее число дней с туманом за месяцы, полностью входящие в холодный период;  $\sum n_T \frac{n_-}{N}$  - общее число дней с туманом для месяцев, не полностью входящих в этот период.

### *Пример расчета*

Исходные данные, взятые из [Основные данные по климату, 1976], приведены в табл. 8.3.

**Таблица 8.3. Многолетние данные по термическому режиму и числу дней с туманом по данным метеостанции г.Махачкала**

Месяцы холодного периода					Даты начала и конца безморозного периода		Т (сутки)
XI	XII	I	II	III	начало	конец	
4	6	7	8	8	27.03	17.11	234

В соответствии с уравнением (9.8) для месяцев, полностью входящих в холодный период (XII, I, II), получаем:

$$F_{XII} = \frac{6}{31} = 19,3\%; \quad F_I = \frac{7}{31} = 21,9\%; \quad F_{II} = \frac{8}{28} = 28,6\%.$$

Для частично входящих в этот период месяцев, согласно уравнению (9.9), имеем

$$F_{III} = \frac{8 \cdot 27}{31^2} = 22\%; \quad F_{XI} = \frac{13 \cdot 4}{30^2} = 5,6\%.$$

Таким образом, максимальная повторяемость атмосферного обледенения по данной станции приходится на февраль, который и является наиболее неблагоприятным.

Далее определяются нижний и верхний пределы продолжительности обледенения по месяцам:

XII – от 18 до 144 час.; I – от 21 до 168 час.; II – от 24 до 192 час.;

$$III \tau_H = \frac{3 \cdot 8 \cdot 27}{31} = 21 \text{ час}; \quad \tau_B = \frac{24 \cdot 8 \cdot 27}{31} = 168 \text{ час};$$

$$XI \tau_H = \frac{3 \cdot 13 \cdot 4}{30} = 5 \text{ час}; \quad \tau_B = \frac{24 \cdot 13 \cdot 4}{30} = 40 \text{ час}.$$

Оценим пределы изменений суммарной за год продолжительности обледенения:

$$\sum \tau_H = 3[7 + 8 + 6 + 8 \cdot \frac{27}{31} + 4 \cdot \frac{13}{30}] \approx 89 \text{ часов},$$

$$\sum \tau_B \approx 89 \cdot 8 \approx 712 \text{ час}.$$

Если имеются данные наблюдений над атмосферным обледенением на береговых станциях, а по шельфовой зоне имеются только данные сетевых метеонаблюдений по стандартной программе, то основой для определения временных параметров обледенения являются данные береговых станций, а соотношения между числом дней с туманом в холодный период на береговых станциях и в шельфовой зоне используются лишь для уточнения характеристик, полученных по данным наблюдений над гололедом на прибрежных станциях. В тех случаях, когда шельфовая зона совсем не освещена метеоданными, значения частоты обледенения на береговых станциях следует увеличить на 10 – 15%, так как по данным [Основные данные по климату, 1976] повторяемость туманов над морем в холодное полугодие возрастает в сравнении с побережьем в 1,1 – 1,2 раза.

### 8.2.2. Расчет гололедных нагрузок

**Выбор опорных береговых станций.** В большинстве случаев, как правило, на побережье вокруг исследуемой шельфовой зоны удастся найти станции, имеющие ряды наблюдений над атмосферным обледенением. Однако при этом нужно тщательно подходить к репрезентативности береговых станций. Следует, по возможности, исключать станции, расположенные на гористом побережье, в условиях сильно пересеченного рельефа, в долинах и котловинах. Выбранные опорные станции должны располагаться на ровных и открытых участках побережья.

Желательно, чтобы выбранные станции располагались вокруг шельфовой зоны, в особенности – к северу и к югу от последней. Как показывает анализ обобщенных характеристик процессов атмосферного обледенения [Гарцман, 1987; Глухов, 1989; Заварина, 1976; Строительные нормы..., 1986], в целом их интенсивность и продолжительность убывают в направлении с севера на юг, а меридиональные различия обусловлены, как правило, лишь региональными условиями рельефа.

Для шельфовых зон без региональных орографических особенностей широтный фактор является определяющим. При наличии опорных береговых станций к северу и к югу от исследуемой шельфовой зоны для определения гололедных нагрузок и нормативной толщины гололеда в зоне по данным ГМС вполне обоснована и целесообразна пространственная интерполяция данных.

**Косвенные методы.** Косвенные расчеты параметров обледенения, методика которых подробно изложена в [Глухов, 1989; Заварина, 1976], следует использовать лишь как последнее средство в тех случаях, когда полностью отсутствуют данные по гололедному режиму окружающего побережья, и неизвестно даже к какому району гололедности оно относится по карте СнИП [Строительные нормы..., 1986].

Применение этих методов вполне оправдано и дает неплохие результаты, когда речь идет о расчете параметров обледенения для высот более 100 м, поскольку, в отличие от приземного слоя воздуха, с удалением от подстилающей поверхности быстро стираются мезо- и микроклиматические различия процессов обледенения. Кроме того, данные о характеристиках туманов и ветрового режима в шельфовых зонах весьма скудны и можно говорить лишь о получении оценочных значений. Таким образом, косвенные методы при решении данной задачи в состоянии обеспечить самые предварительные результаты.

**Статистические связи.** В ходе предварительного анализа рассчитаны коэффициенты линейной корреляции для различных пар станций (опорная береговая – островная на шельфе). Полученные значимые величины коэффициентов корреляции оказались в пределах от 0,25 до 0,04, что практически исключает возможность использования соответствующих регрессионных соотношений. В немалой степени это объясняется неравномерностью и дискретностью распределения этого явления (которое в пространстве имеет “пятнистый” характер), а также асинхронностью процессов обледенения по горизонтали.

### **8.2.3. Расчет изменения параметров атмосферного обледенения с высотой**

Изменения гололедных нагрузок, либо нормативной толщины стенки гололеда с высотой обычно рассчитываются с помощью безразмерных поправочных коэффициентов,

равных отношению нагрузки на данной высоте к нагрузке на исходном уровне (10 м) [Глухов, 1989; Заварина, 1976; Подрезов, 1990; Строительные нормы..., 1986]. Если отсутствуют экспериментальные данные о вертикальных профилях скорости ветра и влажности туманов в шельфовой зоне и на побережье, в первом приближении можно пользоваться коэффициентами, приведенными в СНИП [Строительные нормы..., 1986].

Более точными являются поправочные коэффициенты на высоту, предложенные в [Глухов, 1989] и учитывающие, в отличие от СНИП, значения скорости ветра на исходном уровне, вертикальное распределение ветра и влажности тумана в приземном слое, а также шероховатость подстилающей поверхности. Ниже приведена таблица 8.4, составленная по данным [Глухов, 1989] для  $Z_o = 0,05$  м, что является обычной мерой шероховатости для водной поверхности.

**Таблица 8.4. Отношения  $P_H/P_{10}$  при различных значениях скорости ветра на уровне 10 м**

Н, м	$U_{10}$ , м/с			
	4	6	8	10
10	1,0	1,0	1,0	1,0
20	2,8	2,4	2,4	2,1
30	3,1	2,5	2,4	2,2
50	3,7	2,5	2,5	2,3
70	3,8	2,6	2,5	2,2

Примечание.  $U_{10}$  эквивалентно среднему многолетнему значению скорости ветра по климатическим данным.

## 9. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ КАРТ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ

Для получения ряда режимных характеристик ледяного покрова на достаточном удалении от пунктов наблюдений необходима трудоемкая обработка архива карт авиаразведок и спутниковых снимков.

Создание электронного банка ледовых разведок позволяет решать задачи по определению возраста (толщины), сплоченности, ширины припая и т.д. практически в любой точке акватории моря. В настоящее время для Каспийского моря обработаны и занесены на магнитные носители в графическом и цифровом виде 1139 карт ледовых условий за 74 года наблюдений с 1933 по 2007 гг. Такое представление этой информации позволяет непосредственно вычислять характеристики ледяного покрова на определенную дату в конкретном районе акватории моря и получать статистически значимые оценки характеристик ледового режима [Батов и др., 2001].

Для построения карт используется равномерная по широте и долготе сетка, имеющая 378\*648 ячеек. Размер ячейки 1\*1 морские мили.

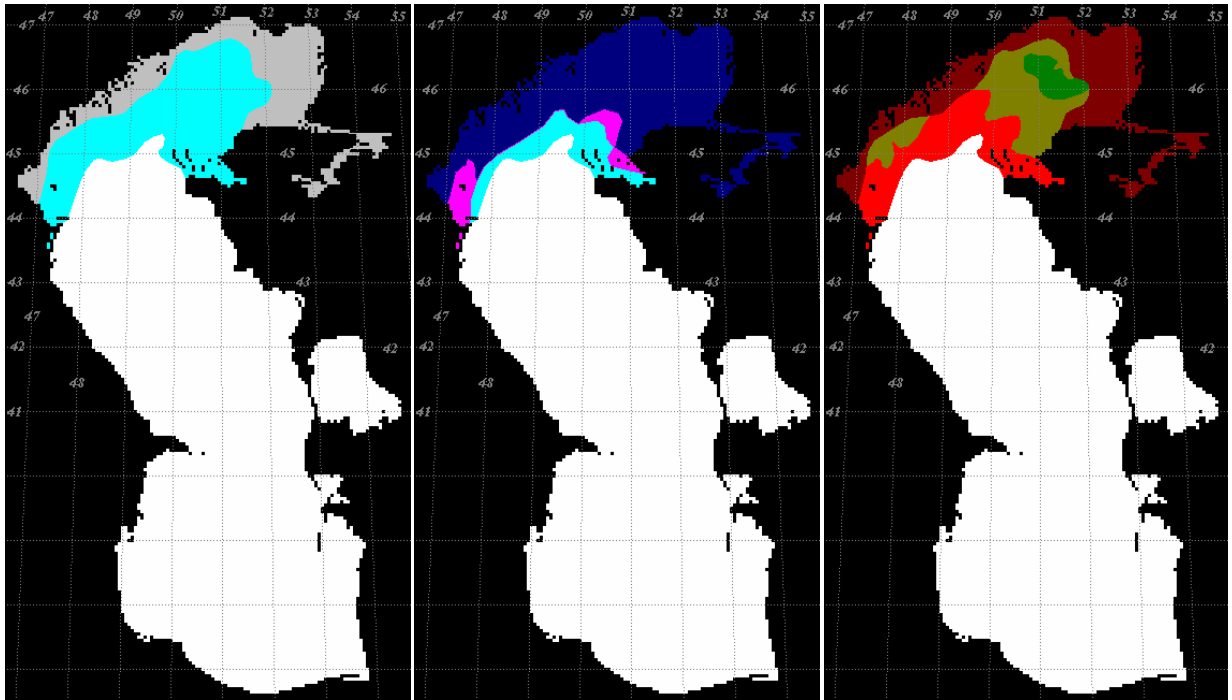
Для графического представления применен BMP (BitMapPicture)-формат с 16 цветной палитрой. Каждый пиксель изображения имеет размер 1\*1 морскую милю.

Подготовка бланка для представления ледовой информации осуществляется с помощью фортран-программы, на выходе которой создается BMP-файл. В этом файле суша залита черным цветом, акватория моря – белым, параллели и меридианы – темно-серым.

По каждой конкретной ледовой съемке (например, 9 февраля 1987 года) создаются три графических файла (рис. 9.1):

- распределение припая и дрейфующего льда;
- возрастные формы льда (толщина);
- сплоченность льда.

После построения карт осуществляется перевод графической информации в цифровую форму. С этой целью каждому номеру цвета в палитре ставится в соответствие соответствующая градация сплоченности или толщины (возраста) льда (рис. 9.2).



а) Распределение припая и дрейфующего льда

б) Распределение возрастных форм (толщины) льда

в) Сплоченность льда

Рисунок 9.1. Распределение 9 февраля 1987 года: а) припая и дрейфующего льда, б) возрастных форм (толщины) льда, в) сплоченности льда.

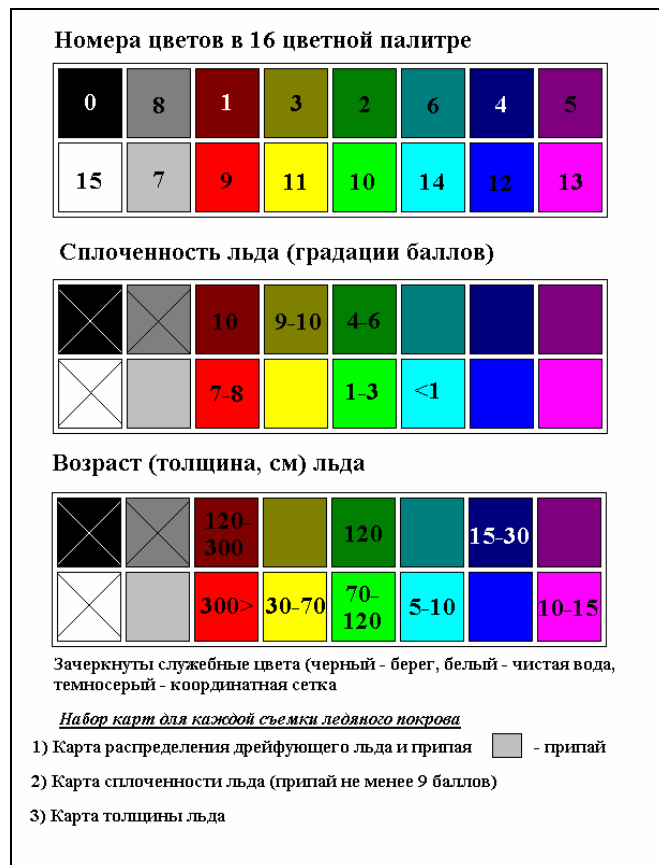


Рисунок 9.2. Соответствие цветов палитры характеристикам ледяного покрова.

Определение режимных характеристик льда проводится в соответствии с [Руководство по производству ледовой авиаразведки, 1981] и [Наставление гидрометеорологическим станциям и постам..., 1984]. Ниже приведены таблицы из указанных документов, которые используются для создания электронного банка.

Таблица 9.1.

### Возрастные характеристики льда

Характеристика	Пределы толщины, см.
<b>Начальные виды льдов</b>	
Ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга	<5
<b>Ниласовые льды</b>	
Темный нилас	5
Светлый нилас, в том числе блинчатый лед	5 – 10
Склянка	5
<b>Молодые льды</b>	
Серый лед (в том числе блинчатый)	10 – 15
Серо-белый лед	15 – 30
<b>Однолетние льды</b>	
Тонкий однолетний белый лед	30 – 70
Однолетний лед средней толщины	70 – 120
Толстый однолетний лед	120

Таблица 9.2.

### Шкала сплоченности льда

Баллы	Навигационная характеристика	Площадь, занятая льдинами, %
0	чистая вода, единичные льдины	0
1	редкие льды	10
2		20
3		30
4	разреженные льды	40
5		50
6		60
7	сплоченные льды	70
8		80
9	очень сплоченные льды	90
10		100
10	сплошной лед (смерзшийся сплошной лед)	100

На основе полученных числовых значений строятся цифровые поля характеристик ледяного покрова на каждую дату наблюдений.

Используя данные цифровые поля, для любой точки акватории можно определить наличие и тип льда на момент проведения наблюдения и с помощью программного комплекса, разработанного специально для этих целей, вычислить расстояние до границы ледяного покрова.

По результатам вычислений строятся функции распределения характеристик ледяного покрова, а также формируются массивы максимальных значений, которые используются для получения экстремальных характеристик, возможных 1 раз в  $N$  лет [Зильберштейн и др., 2001].

Если требуется получить средние подекадные значения ширины и толщины ледяного покрова, а также их значения для определенных периодов повторяемости, то используется следующий алгоритм. В качестве средних подекадных значений рассматриваются величины, полученные так: из всех имеющихся данных за указанный период выбираются те, которые наблюдались в определенную декаду, и по ним строится функция распределения. Это позволяет получать средние подекадные значения ширины и толщины ледяного покрова, а также их значения для определенных периодов повторяемости. Необходимо отметить, что средним значением характеристики ледяного покрова является математическое ожидание этой выборки, определяемое как:

$$S = \int x dF(x),$$

где  $F$  – рассчитанная функция распределения характеристики ледяного покрова.

Отметим недопустимость принятия в качестве оценки среднего значения полученной выборки среднего арифметического по следующим соображениям:

- - во-первых, полученная функция  $F$  не подчиняется нормальному закону распределения, а среднее арифметическое членов выборки является достоверной несмещенной оценкой среднего значения (наиболее вероятного) выборки только для этого типа распределения;
- - во-вторых, в силу ограниченности числа наблюдений за ледовой обстановкой полученные выборки имеют малый объем.

По неэквидистантным рядам ледовых характеристик, с помощью метода оптимальной интерполяции строятся ряды с дискретностью 1 сутки. На рисунке 9.3 представ-



лена графическая визуализация наличия ледового покрова с детализацией по сплоченности по годам для акватории месторождения им. Ю. Корчагина.

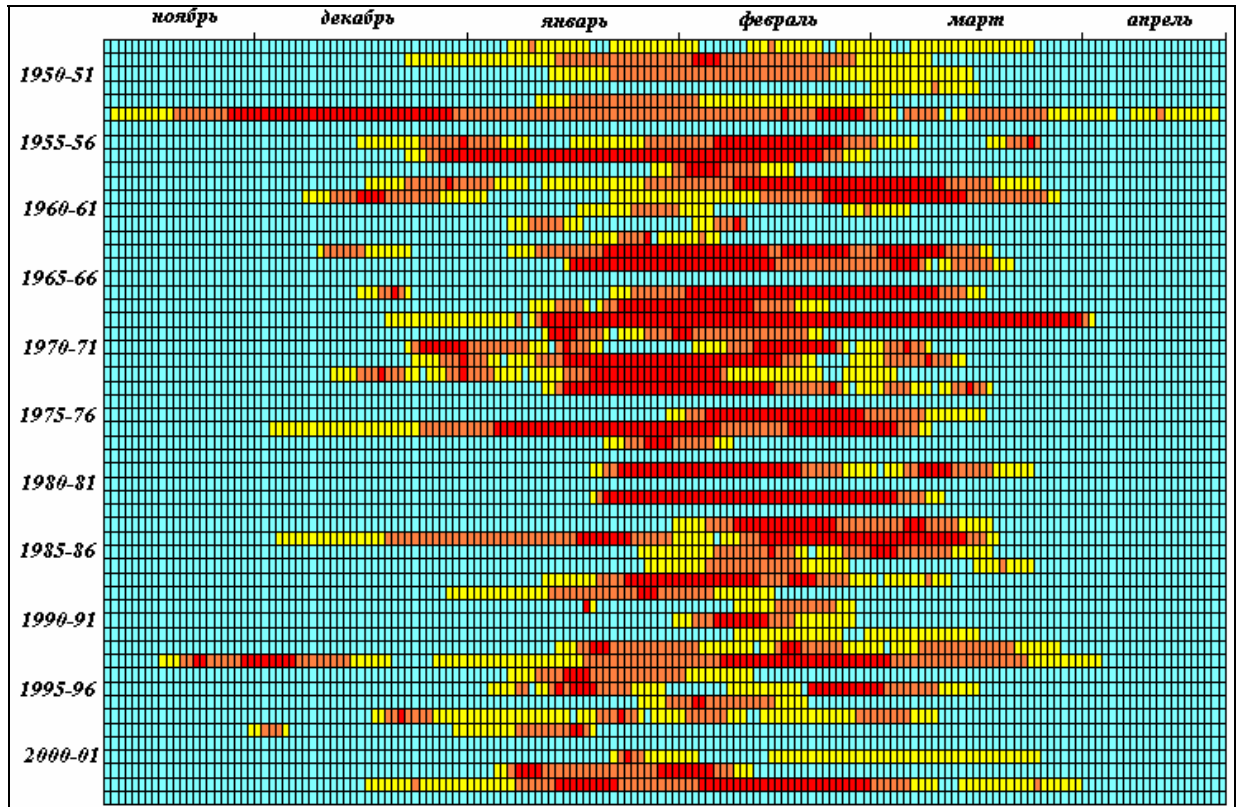


Рисунок 9.3. Наличие ледового покрова с детализацией по дням за период с 1948-49 по 2003-04 гг. для акватории месторождения им. Ю. Корчагина. Желтые квадраты – сплоченность 1-5 баллов, оранжевые квадраты – сплоченность 5-9 баллов, красные квадраты – сплоченность 10 баллов. Синие квадраты – льда нет.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешков Ю.З. Течения и волны в океане, Ленинград, ЛГУ 1996.
- Арпе К., Бенгтсон Л., Голицын Г.С., Мохов И.И., Семенов В.А., Спорышев П.В. (1999). Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря. Доклады РАН, т. 366, № 2, с. 248-252.
- Архив авиационных ледовых разведок Каспийского моря (1929-1989 гг.).
- Архипов Б.В., Попов С.К. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря. - Океанология, том 36, № 6, с. 805-813.
- Атлас льдов Каспийского моря/под ред. В.С. Назарова.- Л.: Гидрометеиздат, 1961, 85 с.
- Батов В.И., Лобов А.Л., Сафронов Г.Ф., Чумаков М.М, Синюрин Ю.Н. Методика автоматизированного анализа архивных карт ледовой обстановки на Каспийском море и исследование экстремальных значений характеристик ледового покрова. - С.Пб, (РАО-01). Труды V Международной конференции «Освоение шельфа Арктических морей», 2001, с. 286-290.
- Бухановский А.В., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Подходы, опыт, программное обеспечение и примеры расчета волнового климата. Труды третьей Международной Конференции: «Освоение шельфа Арктических морей России», РАО'97. С. Петербург, 1997, с. 589-596.
- Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные. /Ред. И.Н. Давидан, Л.И. Лопатухин, В.А. Рожков Л., «Транспорт», Регистр СССР, 1974, 358 с.
- Гарцман Л.Б. Вероятности гололедно-ветровых и температурных воздействий на ЛЭП. Л., Гидрометеиздат, 1987, 197 с.
- Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. -Л., Гидрометеиздат, 1988, 231 с.
- Глухов В.Г. Обледенение высотных сооружений на равнинной части территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1989, 142 с.
- Глуховский Б.Х. Исследование морского ветрового волнения. Л., Гидрометеиздат, 1966, 284 с.
- Голицын Г.С., Раткович Д.Я., Фортус М.И., Фролов А.В. О современном подъеме уровня Каспийского моря // Вод. ресурсы .1998. Т. 25, №2. с. 133–139.
- Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М. “Мир”, 1965, 450 с.
- Давидан И.Н., Лопатухин В.А., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. 1985, Л. Гидрометеиздат, 256 с.
- Давидан И.Н., Лопатухин Л.И. Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л., «Гидрометеиздат», 1978, 287 с.
- Демин А.П. Современные изменения водопотребления в бассейне Каспийского моря. Водные ресурсы, т. 34, № 3, с. 259-275.
- Ежегодник качества морских вод по гидрохимическим показателям. Каспийское море. [http://esimo.oceanography.ru/esp2/index/index/esp\\_id/2/section\\_id/8/menu\\_id/3418](http://esimo.oceanography.ru/esp2/index/index/esp_id/2/section_id/8/menu_id/3418).
- Ежегодники качества морских вод по гидрохимическим показателям, Каспийское море, 1980-2009.
- Заварина М.В. Строительная климатология. Л., Гидрометеиздат, 1976, 306 с.

- Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К., Чумаков М.М. Методы и автоматизированная технология расчета характеристик уровня моря и течений на различных горизонтах. Труды IV международной конференции по освоению шельфа арктических морей (РАО' 99). Санкт-Петербург, 1999, т. 1., с. 297-304.
- Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Семенов А.Ю. Гидродинамическое моделирование приливов и нагонов в Баренцевом море на основе разностного гибридного метода// В сб. «Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе». -т. 2, Владивосток, ДВО АН СССР, 1990, с. 277-293.
- Инженерные изыскания на континентальном шельфе. СТН 00-93, Роснефтегаз, М., 1993.
- Климат России. С-Пб, Гидрометеиздат, 2001, 656 с.
- Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Климатические термохалинные поля Каспийского моря. Научно-информационное издание, проект «Моря», М., 1995, 94 с.
- Лавренев И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. С. Петербург. Гидрометеиздат. 1998, 499с.
- Лидбеттер М., Линдгрэн Г., Ротсен Х., Экстремумы случайных последовательностей и процессов. М. «Мир», 1989, 392 с.
- Лонге-Хиггинс М.Е. Статистический анализ случайной движущейся поверхности. – В кн. Ветровые волны. М. Изд-во иностранной литературы, 1962, с. 125-218.
- Лопатухин Л.И. Ветровое волнение. Изд. Санкт Петербургского Государственного университета. Санкт Петербург. 2004. 107с.
- Лопатухин Л.И., Микулинская С.М., Рожков В.А. Максимальные высоты волн и их достоверность. Судостроение, 1991, № 9, с. 3-9.
- Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Анализ совместных распределений высот волн. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1974, вып. 1, с. 143-159.
- Мардиа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М., Наука, 1978. 240 с.
- Марчук Г.И., Кочергин В.П., Климок В.И., Сухоруков В.А Математическое моделирование сезонной изменчивости поверхностного турбулентного слоя в океане .. Физика атмосферы и океана. – 1978. – Том 14. № 9. – С. 945-955.
- Методические указания. Расчет режима морского ветрового волнения. Вып. 42. Москва, 1979, 96 с.
- Научно-технический отчет «Подготовка временных локальных технических условий (ВЛТУ) ледового режима для обустройства месторождения им. Ю.Корчагина в Каспийском море». – М., Компания ИНФОМАР, 2004, 222 с.
- Научно-технический отчет по теме: «Разработка временных локальных технических условий (ВЛТУ) гидрометеорологического режима для объектов обустройства месторождения им. Ю. Корчагина», М., Компания ИНФОМАР, 2005.
- Основные гидрологические характеристики, т. 12, Л.: Гидрометеиздат, 1980, 327 с.
- Основные данные по климату СССР. ВНИГМИ МЦД, Обнинск, 1976, 391 с.
- Отчет о научно-исследовательской работе «Ледоисследовательские работы в феврале 2008 года в районе месторождения им. В. Филановского в северо-западной части Каспийского моря» - СПб, ААНИИ, 2008, 325 с.
- Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка временных локальных технических условий по морским льдам и ледяным образованиям в районе месторождения им. В. Филановского в северо-западной части Каспийского моря» СПб, 2008.

- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет. 2008. Т.1.Изменения климата. 227 с.Т.2. Последствия изменения климата. 288 с.
- Панов В.В. Обледенение судов. //Тр. ААНИИ, т. 334, Гидрометеиздат, 1976. 264 с.
- Подрезов О.А. Опасные скорости ветра и гололедные отложения в горных районах. Л., Гидрометеиздат, 1990, 221 с.
- Попов С.К. Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море // Метеорология и гидрология. 2004. № 5. с. 76-84.
- Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Расчет экстремальных характеристик штормовых колебаний уровня моря в Северном Каспии в районе п. Лагань, М.: Водные ресурсы, № 6, 2000.
- Проблемы исследования и математического моделирования ветрового волнения. /ред. И.Н. Давидан. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат, 1995, 472 с.
- Разработка и утверждение в Росгидромете Временных локальных технических условий по гидрометрежиму (ВЛТУ) на месторождении им. В. Филановского. Гидрохимия, М., 2008.
- Рожков В.А Теория вероятностей случайных событий, величин и функций (с гидрометеорологическими примерами). Книги 1 и 2. Санкт-Петербург, «Прогресс-Погода». 1996. 703 с.
- Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 240 с.
- Свод правил по инженерным изысканиям на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. М., Госстрой России, 2004, 87 с.
- Скорород А.И., Цыцарин А.Г. Об уравнениях состояния каспийских вод. Тр. ГОИН, Юбилейный сб., вып. 3, 1995а, с. 63-72.
- Скорород А.И., Цыцарин А.Г., Лобов А.Л. К вопросу о современных отношениях электропроводимость-соленость-плотность вод Каспийского моря. Деп.ВИНИТИ 14.12.1995б. № 3305-В95, 14 с.
- Справочные данные по режиму ветра и волнения Баренцева, Охотского и Каспийского морей. /Ред. Лопатухин Л.И., Бухановский А. В., Дегтярев А.Б., Рожков В.А. Российский Морской Регистр Судоходства. 2003. 213 с.
- Сретенский Л.Н. Теория волновых движений жидкости. М. Наука, 1977.
- Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 гг. и их влияние на отрасли экономики России. М.: Росгидромет. 2005. 28 с.
- Строительные нормы и правила, СНиП 2.01.07-85. Нагрузки и воздействия. М., Стройиздат, 1986, 35 с.
- Строительные нормы и правила, СНИП 2.06.04-82 Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов) М, Стройиздат, 1983.
- Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения. /Под ред. И.Н. Давидана Л. Гидрометеиздат 1988, 263 с.
- Терзиев Ф.С., Хон В.Ч., Заклинский Г.Ф. Филиппов Ю.Г. Уровень Каспийского моря. В кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет. 2008. Т.2. Последствия изменения климата. с. 269-275.
- Уизем Дж. Линейные и нелинейные волны. М. Мир, 1976.

- Чумаков М. М., Зильберштейн О. И., Лобов А. Л., Попов С. К., Шатунова М. В. Методика обработки спутниковых снимков высокого разрешения для оценки характеристик ледового режима и влияния изменчивости ледяного покрова на динамику вод Северного Каспия. ООО «Компания ИНФОМАР», RAO/CIS OFFSHORE 2007, Санкт-Петербург, 11-13 сентября, 2007.
- Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю. Влияние хозяйственной деятельности на водный баланс и изменения уровня Каспийского моря. В кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Под ред. И.А. Шикломанова и А.С. Васильева. С.-Пб.: Гидрометеиздат. 2003. с. 267-277.
- Шикломанов И. А., В. Георгиевский Ю., Ежов А. В. Вероятностный прогноз уровня Каспийского моря. В кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Под ред. И.А. Шикломанова и А.С. Васильева. С.-Пб.: Гидрометеиздат. 2003. с. 327-341.
- Akima, H., 1978, A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for irregularly distributed data points, *ACM Transactions on Mathematical Software*, **4**, 148–159.
- Backhaus J.O, Hainbucher D. A finite difference general circulation model for shelf seas and its application to low frequency variability on the north European shelf. - *Three-dimensional models of Marine and Estuarine dynamics*, ed. Nihoul J.C.J. and Jamart B.M., *Els. Oceanogr. ser.*, Amsterdam, 1987, p. 221-244.
- Battjes J.A. and M.J.F. Stive, 1985, Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves, *J.Geophys/Res.*, **90**,No. C5, 9159–9167
- Battjes J.A. Long-term wave height distribution at seven stations around British Isles. *Deutsch. Hydrog. Zeitschrift*, 1972, vol. 25, N 4.
- Battjes, J.A. and Janssen J.P.F.M, Energy loss and set-up due to breaking of random waves, *Proc. 16<sup>th</sup> Int. Conf. Coastal Engineering*, 1978, ASCE, 569–587
- Bertotti, L. and L.Cavaleri, 1994, Accuracy of wind and wave evaluation in coastal regions. *Proc. 24<sup>th</sup> Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, 57–67
- Boukhanovsky A.V., Krogstad H.E., Lopatoukhin L.I., Rozhkov V.A. Stochastic simulation of inhomogeneous metocean fields. Part I: Annual variability. *Proc. Of ICCS'03, Lectures Notes in Computer Science. LNCS 2658*, 2003, pp. 213-222
- Bouws, E., and Komen G.J., On the balance between growth and dissipation in an extreme, depth-limited wind-sea in the southern North Sea, 1983, *J.Phys.Oceanogr.*, **13**, pp. 1653-1658.
- Bowden K.F., and Hamilton P. Some experiments with a numerical model of circulation and mixing in a tidal estuary. *Estuar. Coast. Mar. Sci.* 1975, vol.3, p.281-301.
- Cavaleri, L. and P.Malanotte-Rizzoli, 1981, Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications. *J.Geophys.Res.*, **86**,No C11, 10961–10973
- Chung-Chu Teng, Timple G., Palao I.M. Development of design waves and wave spectra for use in ocean structure design./ *The Society of Naval Architect and Marine Engineers Annual Meeting*, 1994. New Orleans, p.(20-1)-(20-20).
- Easson W.J. Breaking waves and offshore design. *Proc. of 7 Int. Offshore and Polar Engineering Conf. Honolulu, USA*, 1997, pp. 200-205.
- Eldeberky Y. Nonlinear transformation of wave spectra in the near shore zone. 1996, Ph.D. thesis, Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, The Netherlands

- Eldeberky, Y. and J.A. Battjes, 1995, Parameterization of triad interactions in wave energy models, Proc. Coastal Dynamics Conf. '95, Gdansk, Poland, 140–148.
- Elguindi N. and Giorgi F., 2006. Projected changes in the Caspian Sea level for the 21st century based on the latest AOGCM simulations, Geophys. Res. Lett., vol. 33, L08706, doi:10.1029/2006GL025943.
- Emery W.J., and Thomson R.E., Data Analysis Methods in Physical Oceanography, Second and revised Edition, Elsevier, New York, 2001, 638 pp.
- Fang G., Ichiye T. On the vertical structure of tidal currents in a homogeneous sea/ Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1983, pp. 65-82.
- Flather R.A., Heaps N.S. Tidal computation for Morecambe Bay. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 42, 1975, pp. 489-517.
- Gill M., Malanotte-Rizoly P. Data assimilation in Meteorology and Oceanography. Adv.
- Haring R.E., Osborne A.R., Spencer L. P. Extreme wave parameters, based on continental shelf storm wave records/ Proc. 15<sup>th</sup> Coastal Engineering Conf., 1976, Honolulu, July 11-17.
- Hasselmann K. et al Measurement of wind wave growth and swell decay during the Joint North Sea Project (JONSWAP). –Erganzungsh. Deutsche Hydr. Sc, 1973, Bd A12, 95p.
- Hasselmann K., 1974, On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. Boundary-layer Meteorology, 6, 1–n2, 107–127
- Hasselmann S. and Hasselmann K., 1981, A symmetrical method of computing the nonlinear transfer in a gravity-wave spectrum, Hamburger Geophys.Einzelschr.,Serie A., 52, 8
- Hasselmann S., Hasselmann K., Allendor J.H and Barnett T.P., Computations and parameterizations of the nonlinear transfer in a gravity wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear transfer for application in wave models, 1985, J.Phys.Oceanogr., 15, 11, 1378–1391
- ISSC. International Ship Structures Congresses. Reports of Committee 1, Environmental Conditions. 1982. IMO
- Janssen, P.A.E.M., 1989, Wave induced stress and the drag of air flow over sea waves, J.Phys.Oceanogr., 19 745–754
- Janssen, P.A.E.M., 1991, Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting, J.Phys.Oceanogr., 21, 1631–1642
- Jenkinson A.F. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. Q. J. Roy. Met. Soc., 1955, v. 87.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W.Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, Dennis Joseph, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society. March 1996, v.77, N3, p.437-471.
- Kochergin V.P. Three-dimensional prognostic models. In: Three-dimensional coastal ocean models / Coastal and Estuarine Science / Ed. Heaps N.S. - 1987. - Vol. 4. - P.201-208.
- Komen G.L., Cavaleri L., Donelan M., Hasselmann K., Hasselmann S., Jansen P., Dynamic and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, 1994, 532p.
- Komen, G.I., S.Hasselmann, and K.Hasselmann, 1984. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum, J. Phys. Oceanogr. 14, 1271-1285/

- Langbein W.B. Annual floods and partial duration flood series. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 30, 1949, vol. 30, N 6, p. 879-881.
- Lopatoukhin L.J., Boukhanovsky A.V., Chernysheva E.S., Ivanov S.V. Hindcasting of wind and wave climate of seas around Russia. 8th Int. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting. November 14-19, 2004. North Shore, Oahu, Hawaii.
- Lopatoukhin L.J., V.A.Rozhkov, V.E.Ryabinin, V.R.Swail, A.V. Boukhanovsky, A.B.Degtyarev Estimation of extreme wind wave heights, World Meteorological Organization. Publication WMO/TD-No 1041, 2000, 76 pp.
- Madsen, P.A. and O.R.Sorensen, 1993, Bound waves and triad interactions in shallow water, *Ocean Engineering*, 20, 4, 359-388
- Norwegian Petroleum Directorate. Guidelines relating to loads and load effect. August, 1996.
- Ocean Wave Modeling (SWAMP) group). Plenum Press, New York 1985.
- Oey L.Y., Mellor G.L., Hires R.I. A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary. Part 1. Description of the model and model simulations.// *Journal of Physical Oceanography*, 1985, vol.15, N11, p.1676-1692.
- Pierson, W.J. and L. Moskowitz, 1964, A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii, *J. Geophys. Res.*, 69, 24, 5181-5190.
- Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model // *Cont. Shelf Res.* - 1996. - Vol. 16. - N 2. - P. 147-161.
- Pohlmann T. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea - Part 1: model description, calibration and verification // *Cont. shelf Res.* - 1996. - Vol.16. - N 2. - P. 131-146.
- Rozhkov V.A., Lopatoukhin L.J., Bokov V.N., Rumianseva S.A., Mikulinskaja S.M. Range estimates of the wave heights distribution quantile. *Proc. Int. Shipbuilding Conf. (ISC). Section C*, St. Petersburg 1994, p.300-307.
- Sarpkaya, T., Isaacson, M. *Mechanics of Wave Forces on Offshore Structures*, Van Nostrand Reinhold, New-York, 1981.
- Shemdin, P., K.Hasselmann, S.V.Hsiao and K.Herterich, 1978, Non-linear and bottom interaction effects in shallow water, in: *Turbulent Fluxes through the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction*, NATO Cont. Ser., V. 1, 347-372
- Stokes G.G. Supplement to a paper on the theory of oscillatory waves. *Math. and Phys. Paper*. Cambridge, 1880, vol. 1. P. 314-382.
- SWAN. User manual (not short version). SWAN Cycle III, version 40.11. October 2000, version 40.31, 2004.
- Teng C.C., Timple G., Brown D.A. Design Waves and Wave Spectra for Engineering Applications, *Proc. WAVES'93*, New Orleans, 1993, LA.993-1007.
- Tolman H. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III, version 1.18/ U.S. Dep. of Commerce, NOAA, Technical Note, 1999, 123 p.
- Tolman H.L. and Chalikov D.V., 1996: Source terms in a third-generation wind wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2497-2518.
- Tolman, H.J., 1992, Effects of numeric on the physics in a third-generation wind-wave model, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 10, 1095-1111

- Wu, J, 1982, Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane, *J.Geophys.Res.*,87, C12, 9704–9706
- Young I.R. and Banner, 1992, Numerical Experiments on the evolution of fetch-limited waves. *Int. Union of Theory and Appl. Mech. (IUTAM)*, Sydney, Australia, 267–275