

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

**Содержание**

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>3</b>
<b>ОПИСАНИЕ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МЕТОДИК И ТЕХНОЛОГИЙ .....</b>	<b>6</b>
<b>1. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА И ВОЛНЕНИЯ.....</b>	<b>6</b>
1.1. Гидродинамическая модель, используемая при расчете волнения .....	7
1.2. Исходные данные, используемые при расчетах статистических характеристик ветра и при гидродинамическом моделировании волн .....	15
1.3. Расчет статистических характеристик ветра .....	223
1.4. Статистика морского ветрового волнения.....	26
1.4.1. Комбинированные распределения высот волн на акватории неограниченной глубины .....	26
1.4.2. Аппроксимативное распределение экстремумов волновых характеристик на акватории ограниченной глубины и их оценки, возможные 1 раз в T лет .....	27
1.5. Оперативные характеристики волнения .....	33
1.5.1. Вероятностные характеристики штормов и окон погоды.....	33
1.5.2. Совместные характеристики скорости ветра и волнения.....	334
<b>2. МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ И УРОВНЯ МОРЯ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ.....</b>	<b>36</b>
2.1. Трехмерная гидродинамическая бароклинная модель со свободной поверхностью для расчетов постоянных и суммарных течений .....	36
2.1.1. Уравнения движения .....	36
2.1.2. Коэффициенты турбулентного перемешивания.....	37
2.1.3. Граничные условия.....	38
2.1.4. Алгоритм осушения и затопления прибрежных территорий .....	43
2.1.5. Начальные условия .....	44
2.1.6. Пример расчета штормового нагона .....	444
2.2. Вероятностный метод расчета характеристик редкой повторяемости суммарных скоростей течений и уровня моря.....	48
<b>3. МЕТОДЫ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ ОБЛЕДЕНЕНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ .....</b>	<b>53</b>

3.1. Морское обледенение .....	54
3.1.1. <i>Определение повторяемости и продолжительности явления</i> .....	54
3.1.2. <i>Расчет массы льда, нарастающего на сооружении</i> .....	55
3.2. Атмосферное обледенение .....	58
3.2.1. <i>Определение временных характеристик атмосферного обледенения</i> <i>(частота, продолжительность, неблагоприятные периоды)</i> .....	59
3.2.2. <i>Расчет гололедных нагрузок</i> .....	62
3.2.3. <i>Расчет изменения параметров атмосферного обледенения с высотой</i> .....	63
<b>4. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ КАРТ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ.....</b>	<b>64</b>
<b>5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОНОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ .....</b>	<b>72</b>
5.1. <i>Современные результаты научных исследований о возможных изменениях уровня Каспийского моря на многолетнюю перспективу</i> .....	72
5.2. <i>Прогностические изменения климата в бассейне Каспийского моря и их возможное влияние на водный баланс моря</i> .....	75
5.3. <i>Дискретные динамико-стохастические модели многолетних колебаний уровня Каспийского моря</i> .....	83
5.4. <i>Расчет статистических характеристик многолетних колебаний уровня Каспийского моря</i> .....	89
<b>6. ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДРЕЙФА ЛЬДА .....</b>	<b>93</b>
6.1. <i>Влияние ветра на дрейф льда</i> .....	93
6.2. <i>Влияние течений на дрейф льда</i> .....	95
6.3. <i>Зависимость торосистости от среднегодового уровня моря и скорости ветра</i> .....	95
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>99</b>

## **ВВЕДЕНИЕ**

Основной целью инженерно-гидрометеорологических изысканий является обеспечение проектов строительства морских сооружений достоверными гидрометеорологическими данными и надежными расчетными параметрами, позволяющими принимать обоснованные технические решения, обеспечивающие безопасную реализацию проекта, живучесть гидротехнического сооружения в гидрометеорологических условиях любой сложности.

Проведение гидрометеорологических изысканий подразумевает решение триединой задачи:

- Сбор опубликованных и архивных материалов, включая данные наблюдений на ближайших к точкам изысканий гидрометеорологических станциях, имеющих длительные и регулярные ряды, а также обобщение материалов режимно-справочных пособий, иных опубликованных или архивных сведений по району изысканий.
- Проведение специальных гидрометеорологических натуральных наблюдений в точках предполагаемых работ с использованием донных (или буйковых) автономных станций, оснащенных высокоточными измерителями параметров морской среды, длительностью от 2 до 4 месяцев. Натурные наблюдения включают в себя синхронную регистрацию колебаний уровня моря, скоростей течений на различных горизонтах, параметров волнения, температуры и солености морской воды.
- Определение расчетных характеристик гидрометеорологического режима на основе гидродинамического и вероятностного моделирования, с использованием для тарировок и верификаций моделей апробированных методик анализа имеющихся архивных материалов, ранее выполненных работ, а также полевых наблюдений, полученных в рамках изысканий.

В результате, методически обоснованные гидрометеорологические характеристики, определяются путем сочетания анализа наблюдений, выполненных с помощью высокоточных измерительных комплексов и современного моделирования. Ценность наблюдений заключается в подтверждении достоверности полученных расчетных параметров и верификации применяемых моделей.

В настоящее время имеются следующие источники натуральных данных о гидрометеорологических процессах в Каспийском море:

- Результаты наблюдений на береговых и островных гидрометеорологических станциях. Часто информация ГМС не позволяет описать характер и развитие тех или иных процессов, протекающих в открытой части Каспийского моря. Неполноту стационарных данных удается восполнить, привлекая информацию из международных центров, спутниковые данные, данные реанализа, эпизодических гидрологических съемок и пр.;
- Натурные наблюдения, проводящиеся в рамках гидрометеорологических изысканий. Они в полной мере отвечают требованиям к гидрометеорологическим данным, но, к большому сожалению, выполняются эпизодически, зачастую не захватывая «штормовой» или ледовый периоды.

В тех случаях, когда дефицит натурных наблюдений об основных гидрометеорологических процессах не удается восполнить, на помощь приходит математическое моделирование. Оно позволяет, учитывая наиболее существенные стороны явления и вызывающих его причин, описать процесс развития события от зарождения до затухания или стабилизации, оценить его интенсивность на различных стадиях и в различных точках моря. Конечно, математические модели разработаны далеко не для всех опасных природных явлений и далеки от совершенства, но они позволяют в настоящее время достаточно правильно описывать сценарии развития гидрометеорологических (прежде всего экстремальных) процессов и прогнозировать их развитие и интенсивность.

Далее 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 режимными характеристиками потребителей, ведущих работы на морях, рис. 1.

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 экспоненциальные законы предельных распределений [Гумбель, 1965] и соотношения Лангбейна [Герман, Левиков, 1988].

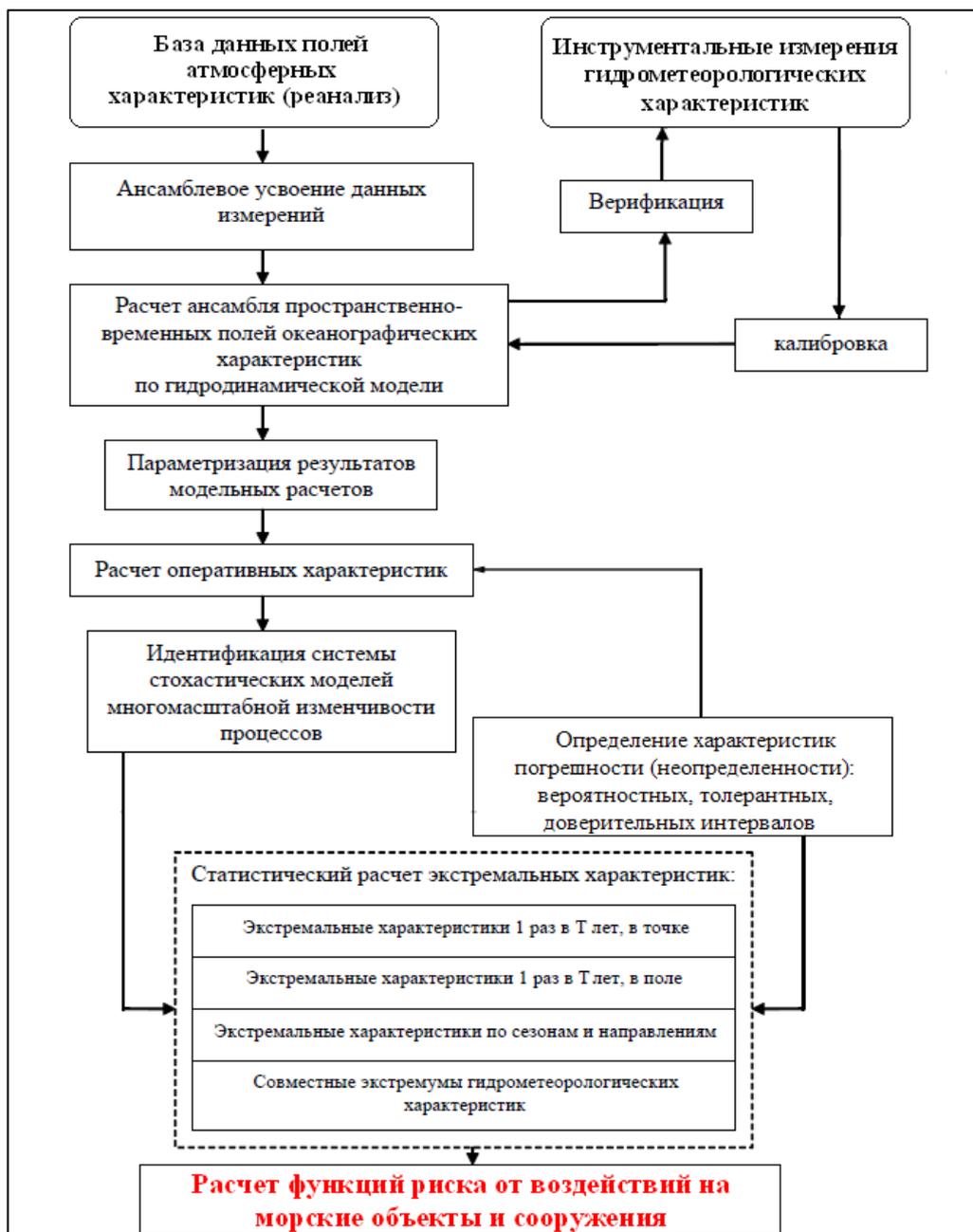


Рис. 1. Комплексная технология моделирования ветра, волнения, течений и уровня моря [Лопатухин, 2012].

## ОПИСАНИЕ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МЕТОДИК И ТЕХНОЛОГИЙ

### 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.

Ветровое волнение относится к геофизическим процессам мелкомасштабного диапазона изменчивости с характерными временными масштабами от долей до нескольких десятков секунд и пространственными масштабами от сантиметров до нескольких сотен метров. Размеры волн определяются набором внешних факторов (условий волнообразования), в частности, скоростью ветра, продолжительностью его действия, разгоном и т. п. Условия волнообразования любой акватории не остаются неизменными; изменения связаны с прохождением барических образований (синоптическая изменчивость), годовой ритмикой (сезонная изменчивость) и долгопериодными вариациями циркуляционных процессов (межгодовая изменчивость). Такая разномасштабная изменчивость позволяет определить режим ветра и волнения (или ветро-волновой климат) как ансамбль состояний волновой поверхности с учетом указанной изменчивости. В справочниках и пособиях она представлена различными статистическими характеристиками: климатическими спектрами волн с указанием их вероятности, режимными распределениями и их числовыми характеристиками (например, средними значениями, дисперсией, квантилями и т. п.).

Сложившаяся практика проектирования и эксплуатации судов и средств океанотехники разделяет режимные характеристики ветра и волн на экстремальные и оперативные. Первые определяют так называемый режим выживания сооружения или судна, а вторые – режим их повседневной 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 T-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 в 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  $\bar{r}_i$  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]:

$$C_D(U_{10}) = \begin{cases} 1,2875 \times 10^{-3} & \text{для } U_{10} < 7,5 \text{ м/с} \\ (0,8 + 0,065 \text{ с/м} \times U_{10}) \times 10^{-3} & \text{для } U_{10} \geq 7,5 \text{ м/с} \end{cases} \quad (1.6)$$

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  $\lambda$ :

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

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:

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

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  $B$  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  $U_{rms}$ :

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

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,  $\bar{\sigma}$  – средняя частота :

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

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

**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:

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

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:

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

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 при спорных ситуациях 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

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

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.

## 1.2. 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 для получения информации о режимных характеристиках волнения путем расчета по гидродинамическим моделям. Возможности модельных расчетов полей ветрового волнения (также как уровня моря, морских течений и других характеристик динамики моря на длительные промежутки времени) существенно расширились после выполнения ресурсоемких международных и национальных проектов по метеорологическому реанализу данных. Реанализ выполнен практически для всех метеорологических величин: давление, температура, геопотенциал, скорость ветра, осадки, облачный покров, влажность и т.д. Все эти параметры приведены в узлах регулярной сетки, покрывающей земной шар с периодичностью один раз в 6 часов. В результате стало возможно воспроизводить массивы метеорологических полей с использованием данных наблюдений и расчетов по диагностической атмосферной модели. Известно несколько таких проектов: реанализ NCEP/NCAR, созданный в США, европейские реанализы ERA-15 и ERA-40, инициированный Европейским центром по среднесрочным метеопрогнозам, а также ряд региональных разработок (например, реанализ SMHI для акватории Балтийского моря, выполненный в Швеции). Архив, созданный в США, дополняется после окончания каждого текущего месяца и имеется в свободном доступе в Интернете. Используемый в настоящем НТО реанализ NCEP/NCAR охватывает период 67 лет (1948-2015 гг.), что вполне достаточно для получения достоверных оценок экстремальных гидрометеорологических характеристик, включая возможные 1 раз в 100 лет.

Основным недостатком данных любого реанализа является зависимость их качества от обеспеченности района работ данными наблюдений. Использование методов оптимальной интерполяции (или трехмерного вариационного анализа, нейронных сетей и других подходов) гидрометеорологических полей на регулярную сетку приводит к их сглаживанию, что занижает градиенты полей давления и ветра, особенно в экстремальных ситуациях. Этот вывод справедлив практически для любой акватории и подтвержден на ряде международных форумов [International, 2002, WCRP, 1999]. В качестве примера, на рис. 1.1 приведен квантильный биplot, построенный по временным рядам модуля скорости ветра на ГМС «о. Мощный» в Финском заливе и ветру, рассчитанному по реанализу ERA-40. Он демонстрирует нелинейное занижение скорости ветра по реанализу относительно скорости измеренного ветра.

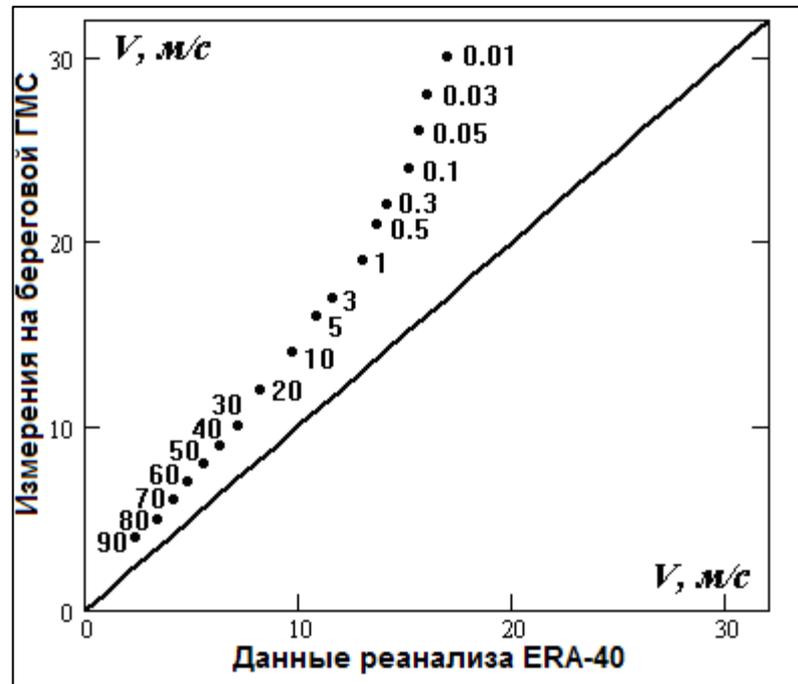


Рис. 1.1. Квантильный биplot срочных значений скорости ветра на «о. Мощный» и данных реанализа ERA-40; (% соответствуют обеспеченности квантили).

При систематическом отличии данных реанализа от наблюдений и высокой статистической связи между ними, их можно «откорректировать» с помощью регрессионной модели, коэффициенты которой идентифицируются по высококачественным данным измерений. Этот подход использован в работе [Lin, Resio, 2000] для расчета волнения на Великих озерах, когда данные по ветру в наиболее сильных штормах уточнялись по измерениям на гидрометеорологических станциях. В силу относительной пространственной однородности указанный подход, с некоторыми модификациями, использован для Обской и Тазовской губы Карского моря [Бухановский и др., 2005]. Регрессионная модель (как аппроксимация условного математического ожидания) представляется в форме полинома:

$$m_{|V^*|} = |V| \left( 1 + \sum_{n>1} a_n |V|^n \right), \quad (1.34)$$

Для идентификации коэффициентов при высших степенях целесообразно привлекать информацию о годовых максимумах скорости ветра.

Для пространственно неоднородных акваторий целесообразно использовать усвоение данных в информационном массиве реанализа.

В настоящее время в гидрометеорологии существуют различные трактовки усвоения данных. Обычно под усвоением понимается «систематическое использование данных наблюдений для управления математической моделью процесса» [Hoffman, 2001]. Суть

процедуры состоит в решении обратной задачи циркуляции атмосферы и/или океана [Wunsch, 1996] — поиске такого решения системы гидродинамических уравнений, которое было бы наиболее близко к данным наблюдений в соответствующих точках в разные моменты времени. Обзор применения такого усвоения в различных областях геофизики, связанных с прогнозированием, приведен в работах [Gill, 1991; Dickey, 2003] и др.

Для решения задачи консолидации данных из разных источников в единой информационной базе получила развитие альтернативная процедура — ансамблевое усвоение данных. Она реализует синтез обобщенного массива данных на основе нескольких статистических ансамблей, содержащих информацию об одном и том же явлении. Различают два класса методов ансамблевого усвоения: последовательные и вариационные [Lionello et al, 1999]. Первые рассматривают усвоение как корректировку данных независимо в каждый момент времени  $t$ ; обычно они сводятся к применению технологий оптимальной интерполяции гидрометеорологических полей. Вторые предполагают учет не только пространственной, но и пространственно-временной связности данных; их применение более трудоемко и требует использования ансамблевых фильтров Калмана [Химельблау, 1973] различного вида, отвечающих особенностям процесса и специфике данных. Результатом процедуры усвоения является новый массив полей ветра  $\mathbf{V}^*(\mathbf{r}, t)$  на регулярной сетке  $\{\mathbf{r}_j\}$ ,  $j=1, n$ , в моменты времени  $t_k$ , оптимально согласующийся с обоими источниками  $\mathbf{V}_r(\mathbf{r}, t), \mathbf{V}_s(\mathbf{r}, t)$ .

Формализация процедуры усвоения требует описания зависимостей между массивами данных  $(\mathbf{R})$  и  $(\mathbf{S})$  в терминах взаимных тензорных ковариационных функций  $K_{RS}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_j) = M_t[\mathbf{V}_R(\mathbf{r}_i, t) \otimes \mathbf{V}_S(\mathbf{r}_j, t)]$ . В целях упрощения их интерпретации и снижения мерности опишем статистическую связь в терминах канонических корреляций случайных векторов, вводя канонические переменные

$$u_l(t) = (\mathbf{a}_l, \mathbf{V}_R); \quad w_l(t) = (\mathbf{b}_l, \mathbf{V}_S), \quad l = \overline{1, n}. \quad (1.35)$$

Здесь скалярное умножение  $(\mathbf{U}, \mathbf{W}) = \int_{\Omega} \mathbf{U} \cdot \mathbf{V} d\mathbf{r}$  задается в форме интегрирования по всей расчетной области  $\mathbf{r} \in \Omega$ . Канонические базисные вектор-функции  $\mathbf{a}_l, \mathbf{b}_l$  выбираются из условия, чтобы

$$\lambda_l = \frac{\text{cov}(u_l, w_l)}{\sqrt{D_{u_l} D_{w_l}}} \rightarrow \max. \quad (1.36)$$

Коэффициент канонической корреляции  $\lambda_l$  является интегральной мерой связи между двумя полями  $\mathbf{V}_R(\mathbf{r})$  и  $\mathbf{V}_S(\mathbf{r})$  в один и тот же момент времени  $t$ .

Судовые наблюдения в разные сроки распределены по акватории моря неравномерно. Поэтому статистические оценки ковариационных функций  $K_{SS}^*$ ,  $K_{RS}^*$  могут обладать выборочной изменчивостью, а соответствующие им ковариационные матрицы становятся плохо обусловленными. Следовательно, для вычисления канонических корреляций перейдем к представлению полей ветра в форме разложений по векторному ортогональному базису:

$$\vec{V}_R(\vec{r}, t) = \sum_n \alpha_n(t) \vec{\Phi}_n(\vec{r}) + \vec{\varepsilon}_R(\vec{r}, t), \quad \mathbf{V}_S(\mathbf{r}, t) = \sum_m \beta_m(t) \Psi_m(\mathbf{r}) + \boldsymbol{\varepsilon}_S(\mathbf{r}, t). \quad (1.37)$$

В этом случае взаимная ковариационная функция

$$K_{RS}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_j) = \sum_n \sum_m k_{\alpha_n \beta_m} [\Phi_n(\mathbf{r}_i) \otimes \Psi_m(\mathbf{r}_j)] \quad (1.38)$$

выражается через ковариацию  $k_{\alpha_n \beta_m}$  скалярных коэффициентов разложений (1.37). Выражение (2.4) сходится наиболее быстро, если в качестве базисов  $\Phi_n(\mathbf{r})$ ,  $\Psi_m(\mathbf{r})$  рассматриваются векторные естественные ортогональные функции (ВЕОФ). Они образуют собственный базис для тензорных ковариационных функций  $K_R(\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2)$  и  $K_S(\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2)$  соответственно, в пространстве евклидовых векторов [Бухановский, Рожков, 2002], могут интерпретироваться как некоторые элементарные конфигурации, характеризующие особенности пространственной изменчивости векторных полей. Сумма первых пяти членов в (1.37) по данным  $R$  позволяет описать 75-80% изменчивости. По данным  $S$  вклад коэффициентов при функциях  $\Psi_m(\mathbf{r})$  менее значителен, что объясняется большей изменчивостью оценки пространственной ковариационной функции.

Модель (1.37)-(1.38) позволяет интерпретировать взаимосвязи между данными  $R$  и  $S$  как зависимость между общими факторами  $\alpha_n, \beta_m$ , их определяющими. Таким образом, это сводит задачу вычисления канонических корреляций (1.35)-(1.36) векторных полей к стандартной процедуре канонического корреляционного анализа скалярных случайных величин [Гандин, 1967]. Уравнения (1.37) задают вероятностную модель – стохастическую динамическую систему в пространстве состояний [Эйкхофф, 1975]. Особенности динамической системы связаны с тем, что поле скорости ветра обладает многомасштабной (синоптической, сезонной, межгодовой изменчивостью). Потому для ее описания необходимо рассматривать модель с периодическим базисом, т.е.  $\Phi_n(\mathbf{r}, t) = \Phi_n(\mathbf{r}, t + T)$ ,  $\Psi_n(\mathbf{r}, t) = \Psi_n(\mathbf{r}, t + T)$ , где  $T = 1$  год. [Boukhanovsky et al. 2003]. При этом из выражения (1.35)

следует, что данные наблюдений  $\mathbf{V}_S$  в фиксированной точке  $\mathbf{r}_k$  в заданный момент времени  $t_0$  могут быть представлены в виде линейного уравнения измерений

$$\mathbf{V}_S(\mathbf{r}, t) = H_{RS} \mathbf{V}_R(\mathbf{r}, t) + \delta_{RS}(\mathbf{r}, t), \quad (1.39)$$

с матрицей измерений  $H_{RS}$ , линейно связанной со значениями  $K_{RS}$ , и шумом измерений  $\delta_{RS}$ , который показывает отличия источников  $(R), (S)$ . Уравнение (1.39) учитывает как особенности модели, по которой построен массив реанализа, так и ошибки измерений судовых данных, в том числе – и вызванные их смещением относительно узлов сетки реанализа. Условия (1.38)-(1.39) позволяют сформулировать уравнение усвоения для нового массива данных

$$\mathbf{V}^*(\mathbf{r}_i, t) = \mathbf{V}_R(\mathbf{r}_i, t) + \mathfrak{R}(\mathbf{r}_i) \frac{\sum_{j=1}^{m(t)} w_{ij} \gamma(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_j, t, t_j)}{\sum_{j=1}^{m(t)} w_{ij}}, \quad (1.40)$$

где  $\gamma_{ij} = (\mathbf{V}_S(\mathbf{r}_j, t_j) - \mathbf{V}_R(\mathbf{r}_i, t)) \Lambda(\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j, t - t_j)$  — невязка между данными каждого из  $m = m(t)$  измерений, наличествующих в момент времени  $t$  в точках  $\mathbf{r}_j$ , и реанализа в точке  $\mathbf{r}_i$ , а  $w_{ij}$  — соответствующие веса. Импульсная функция  $\Lambda(\bullet, \bullet)$  учитывает тот факт, что точки, в которых выполнены судовые наблюдения, как правило, не совпадают с точками сетки реанализа, т.е. невязка между ними должна принимать во внимание пространственное смещение. В простейшем случае она может быть принята затухающей экспонентой по каждой из переменных.

Величина  $\mathfrak{R}_V = (\Gamma^{-1} + D_{V_R}^{-1})^{-1} \Gamma^{-1}$  в (П.2.7) — тензорный коэффициент усиления Кальмана, где  $\Gamma = E[\bar{\delta} \otimes \bar{\delta}]$  задает тензор ковариаций шума измерений, вычисляемый в каждой точке через значения ковариационной функции  $K_{RS}$ . Тензор  $\mathfrak{R}_{\bar{V}}$  характеризует то, насколько при усвоении должен учитываться вклад судовых наблюдений. Для различных районов моря значения его диагональных элементов составляют  $0,45 \div 0,73$ . Следует отметить, что компоненты тензора  $\mathfrak{R}_{\bar{V}}(\bullet, t) = \mathfrak{R}_{\bar{V}}(\bullet, t + T)$  суть периодические функции в силу сезонной изменчивости полей ветра.

Таким образом, данные реанализа для расчета динамики морей требуют корректировки путем усвоения информации из других источников, например измерений давления и скорости ветра на береговых и островных ГМС, а также данных попутных судовых наблюдений.

На рис. 1.2 приведена общая схема усвоения данных. Ее практическая реализация для акватории российских морей позволила повысить качество исходной метеорологической информации и устранить недостатки данных реанализа, путем использования судовых наблюдений и срочных измерений на береговых и островных ГМС.

Критерием качества корректировки данных реанализа с использованием регрессии является сопоставление восстановленных данных с наблюдениями, которые не использовались для идентификации.

Данные реанализа имеют большой пространственный шаг, сопоставимый с характерными масштабами акватории, и 6-часовую дискретность. Поэтому, при подготовке данных по ветру для расчетов по гидродинамическим моделям необходимо иметь значения полей скорости ветра на более мелкой 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 Netlib.org. Интерполяция полей ветра по времени с заданным интервалом (переход от 6-ти часовой дискретности в реанализе к произвольно заданной, исходя из требований задачи) посредством квадратичной функции.

Принципиальная схема подготовки информационных массивов атмосферного давления и приводной скорости ветра для волнения приведено на рис. 1.2.

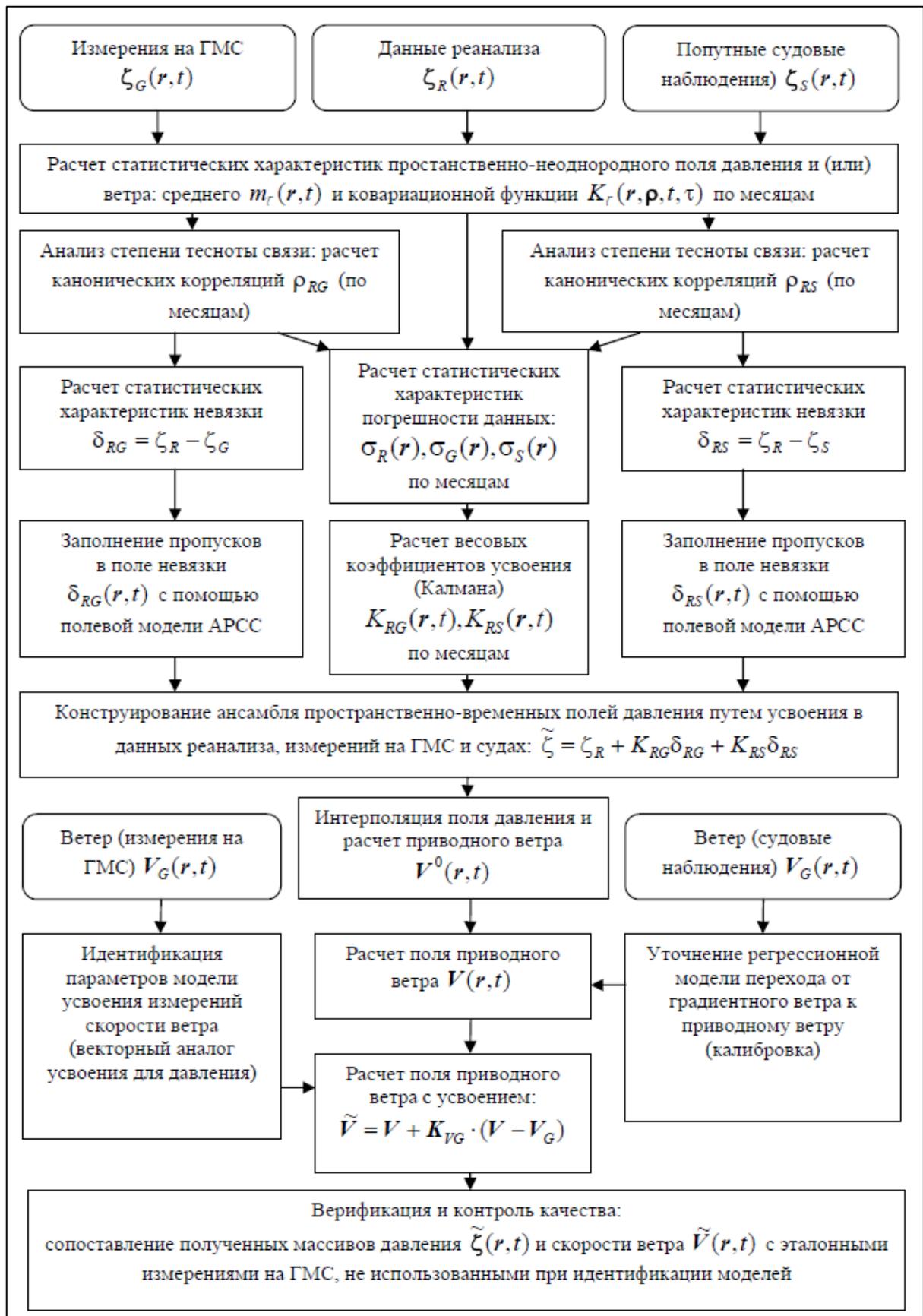


Рис. 1.2. Принципиальная схема подготовки информационных массивов атмосферного давления и приводной скорости ветра (при ансамблевом усвоении данных) для расчетов полей морского волнения.

Критерием качества корректировки данных реанализа с использованием регрессии является сопоставление восстановленных данных с наблюдениями, которые не использовались для идентификации.

Данные реанализа имеют большой пространственный шаг, сопоставимый с характерными масштабами акватории, и 6-часовую дискретность. Поэтому, при подготовке данных по ветру для расчетов по гидродинамическим моделям необходимо иметь значения полей скорости ветра на более мелкой 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 Netlib.org. Интерполяция полей ветра по времени с заданным интервалом (переход от 6-ти часовой дискретности в реанализе к произвольно заданной, исходя из требований задачи) посредством квадратичной функции.

### 1.3. 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:

$$F(V) = \exp \left[ - \exp \left[ - \frac{V - A}{B} \right] \right], \quad (1.40)$$

параметры  $A$  и  $B$  которого определяются по выборке  $N$  годовых максимумов модуля скорости ветра  $\{V_i\}$  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):

$$V_T = A - B \ln \left[ -\ln \left[ 1 - \frac{1}{T} \right] \right]. \quad (1.41)$$

На рисунке 1.3 представлен биplot годовых максимумов модуля скорости ветра по расчетному ряду скоростей ветра. По оси абсцисс отложены порядковые статистики  $V_i^*$  ранжированного ряда годовых максимумов. По оси ординат отложена теоретическая оценка квантилей распределения Гумбеля  $V_i$  (1.40).

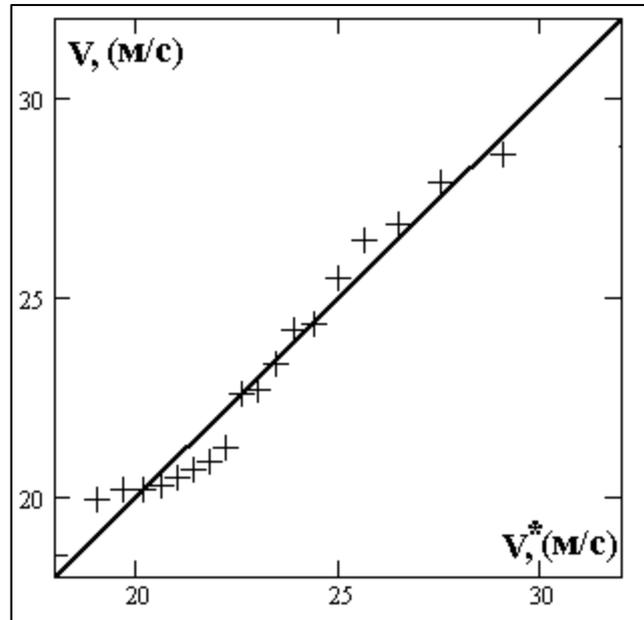


Рисунок 1.3. Биplot годовых максимумов модуля скорости ветра и соответствующих квантилей распределения Гумбеля.

Анализ рисунка 1.3 показывает, что выборочные данные группируются вокруг биссектрисы координатного угла, следовательно, гипотеза о виде экстремального распределения модулей скорости ветра принимается.

В основной части отчета (раздел «Ветер») приводятся значения 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 сек). 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:

$$u(z, t) = U(z) [1 - 0.41 I_u(z) \ln(t/t_0)], \quad (1.42)$$

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

$$U(z) = U_0 \left[ 1 + C \ln \left( \frac{z}{10} \right) \right], \quad C = 0.0573 \sqrt{1 + 0.15 U_0}. \quad (1.43)$$

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

$$I_u(z) = 0.06 \left[ 1 + 0.043 U_0 \left( \frac{z}{10} \right)^{-0.22} \right] \quad (1.44)$$

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 (1.42)–(1.44). Однако последние позволяют детализировать профиль ветра в зависимости от скорости на высоте 10 м.

**Таблица 1.1. Масштабные коэффициенты перехода от скорости ветра  $U_0$  на высоте  $z_0=10$  (м) с осреднением 1 час к скоростям ветра на разных высотах  $z$**

Z, 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

#### 1.4. Статистика морского ветрового волнения

Для оценивания статистических характеристик волнения использованы данные расчетов волнения по гидродинамической модели и соотношения между параметрами волн. 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.

##### 1.4.1. 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:

$$F(h) = \int_0^{\infty} G(h, \bar{h}) f(\bar{h}) d\bar{h}, \quad (1.45)$$

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

$$f(\bar{h}) = \frac{s}{\bar{h} \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{s^2}{2} (\ln \bar{h} - \ln(h_{0,5}))^2 \right]. \quad (1.46)$$

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:

$$G(h, \bar{h}) = 1 - \exp \left[ -\frac{\pi}{4} \left[ \frac{h}{\bar{h}} \right]^2 \right]. \quad (1.47)$$

Для высот волн на акватории ограниченной глубины верхний предел в формуле (1.45) будет зависеть от предельной высоты волн  $h_{\text{lim}}$ , соответствующей их максимальному развитию под действием ветра. Параметры  $s$  и  $h_{0,5}$  в (1.46) также зависят от глубины, а распределение (1.47) переходит в распределение Глуховского [Глуховский, 1966].

$$F(h) = 1 - \exp \left\{ -\frac{\pi}{4 \left( 1 + \frac{h^*}{\sqrt{2\pi}} \right)} \left( \frac{h}{\bar{h}} \right)^{\frac{2}{1-h^*}} \right\}, \quad (1.48)$$

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

Распределение (1.48) – двухпараметрическое, т.е. зависит от  $\bar{h}$  и  $H$  и 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 (1.46) 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.

#### ***1.4.2. Аппроксимативное распределение экстремумов волновых характеристик на акватории ограниченной глубины и их оценки, возможные 1 раз в $T$ лет***

Распределение Глуховского (1.48) и логнормальное распределение (1.46) не ограничены сверху. Следовательно, из-за отсутствия параметра усечения, крайние члены выборок высот индивидуальных волн на промежутке квазистационарности, распределенных по (1.48), и высот волн фиксированной квантили в синоптические сроки, распределенных по (1.46), асимптотически распределены по закону Гумбеля [Лидбеттер и др., 1989]:

$$F(h) = \exp \left[ - \exp \left[ - \frac{h - A_1}{B_1} \right] \right]. \quad (1.49)$$

Если исходная выборка некоррелирована, то параметры  $A_1$  и  $B_1$  могут быть рассчитаны по параметрам  $h_{0,5}$  и  $s$  исходного распределения (1.46) [Лопатухин и др., 1991]:

$$\begin{aligned} A_1 &= h_{0,5} \exp \left( \frac{d}{s} \right), \\ d &= z - (0.918 + \ln z) / z, \quad z = \sqrt{2 \ln M}, \\ B_1 &= \left( \frac{h_{0,5}}{sz} \right) \exp \left( \frac{d}{s} \right). \end{aligned} \quad (1.50)$$

Здесь  $M$  – число синоптических сроков год ( $M=2920$  для 3-часовых синоптических сроков). Однако, аппроксимативное выражение (1.49) 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 (1.50) должен быть введен третий параметр  $C$  [Lopatoukhin et al., 2000]:

$$F(h) = \begin{cases} \exp\left[-\exp\left[-\frac{h-A_1}{B_1}\right] + C\right], & h \leq h_{\text{lim}} \\ 1, & h > h_{\text{lim}} \end{cases} \quad (1.51)$$

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

$$C = \exp\left[-\frac{h_{\text{lim}} - A_1}{B_1}\right]. \quad (1.52)$$

В общем случае точное значение высоты обрушения  $h_{\text{lim}}$  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:

$$\frac{h_{\text{lim}}}{g\tau^2} = C_1 \tanh\left[C_2 \frac{H}{g\tau^2}\right], \quad (1.53)$$

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 (1.46), т.е.:

$$h_T = A_1 - B_1 \ln\left[-\ln\left[1 - \frac{1}{T}\right] + C\right], \quad h_i \leq h_{\text{lim}}. \quad (1.54)$$

Результаты расчетов экстремальных высот волн по соотношениям (1.49) - (1.54) приводятся в основной части отчета.

После расчета оценок средних **высот волн**  $\bar{h}$ , возможных 1 раз в 1, 5, 10, 25, 50, 100 лет, по соотношению (1.54), высоты волн других обеспеченностей рассчитываются по распределению (1.48). 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 (1.48):

$$h_p = \bar{h}_T \left[ - \frac{4 \left( 1 + \frac{h_T^*}{\sqrt{2\pi}} \right)}{\pi} \ln p \right]^{\frac{1-h_T^*}{2}}. \quad (1.55)$$

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

$$f(h_n, \tau) = f(h_n) f(\tau | h_n), \quad (1.56)$$

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 (1.56):

$$\tau_{ass}(h_n) = \int_0^{\infty} \tau f(\tau | h_n) d\tau, \quad (1.57)$$

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

$$\tau_{ass}(h_n) = Ah_n^B. \quad (1.58)$$

Например, для Каспийского моря, по модельным расчетам соотношение (1.58) между средней высотой волны и соответствующим ей средним периодом имеет вид:

$$\tau_{ass}(h_n) = 4.1h_n^{0.42}, (c). \quad (1.59)$$

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

$$\tau_{ass} = 1.46\sqrt{H}, (c). \quad (1.60)$$

Для определения периодов, 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 1.2.

**Таблица 1.2. Соотношение между периодом  $\tau_{ass}$ , соответствующим средней высоте волны 1 раз в  $n$  лет и периодами  $\tau_p$ , соответствующими высотам волн  $p=13, 3, 1, 0,1\%$  обеспеченности, возможным 1 раз в  $n$  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 натурных данных, полученных в том или ином районе. В частности, для нахождения нижней границы  $(T_z)_{lower}$  имеется ряд соотношений. Баттьес [Battjes, 1972] рекомендует использовать соотношение:

$$(T_z)_{lower} = (32\pi h_s/g)^{1/2} \text{ или } (T_z)_{lower} = 3,2h_s^{1/2} \quad (1.61)$$

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:

$$(T_z)_{lower} = 3,23h_s^{0,47} \text{ и } (T_z)_{lower} = 3,28h_s^{0,43} . \quad (1.62)$$

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

$$(T_z)_{lower} = 3,23h_s^{0,47} . \quad (1.63)$$

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.

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]:

$$\varphi(x,y) = \varepsilon \varphi_1(x,y) + \varepsilon^2 \varphi_2(x,y) + \varepsilon^3 \varphi_3(x,y) + O(\varepsilon^4). \quad (1.64)$$

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]:

$$\zeta = (a + a^3 b_2) \cos \chi + a^2 b_1 \cos 2\chi + a^3 b_3 \cos 3\chi, \quad (1.65)$$

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

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

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

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

Фазовая скорость волны Стокса третьего порядка определяется как:

$$C = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \operatorname{th} H^*} \left( 1 + \frac{a^2 k^2}{16sh^4 H^*} (8ch^4 H^* - 8ch^2 H^* + 9) \right). \quad (1.66)$$

Высота волны Стокса равна:

$$h = 2a(1 + a^2 k^2 b), \quad (1.67)$$

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

Высота гребня и глубина подошвы определяются из (1.67), 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 (1.67). В качестве начального приближения используются оценки для волн малой амплитуды на акватории неограниченной глубины:

$$h^0 = 2a, \quad \lambda_0 = 1.56\tau^2. \quad (1.68)$$

На малых глубинах (например, 10 м) результаты расчета длин волн по системе (1.66-1.67) существенно отличаются от начальных приближений (1.68).

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]:

$$P(\eta) = 1 - \exp \left[ -\frac{\eta^2}{2m_0} \left( 1 - B_1 \frac{\eta}{d} \left( B_2 - \frac{\eta}{d} \right) \right) \right], \quad B_1 = 4.37, \quad B_2 = 0.57 \quad (1.69)$$

В соотношении (1.69) 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 (1.66) 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].

## 1.5. Оперативные характеристики волнения

### 1.5.1. 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 1.4.

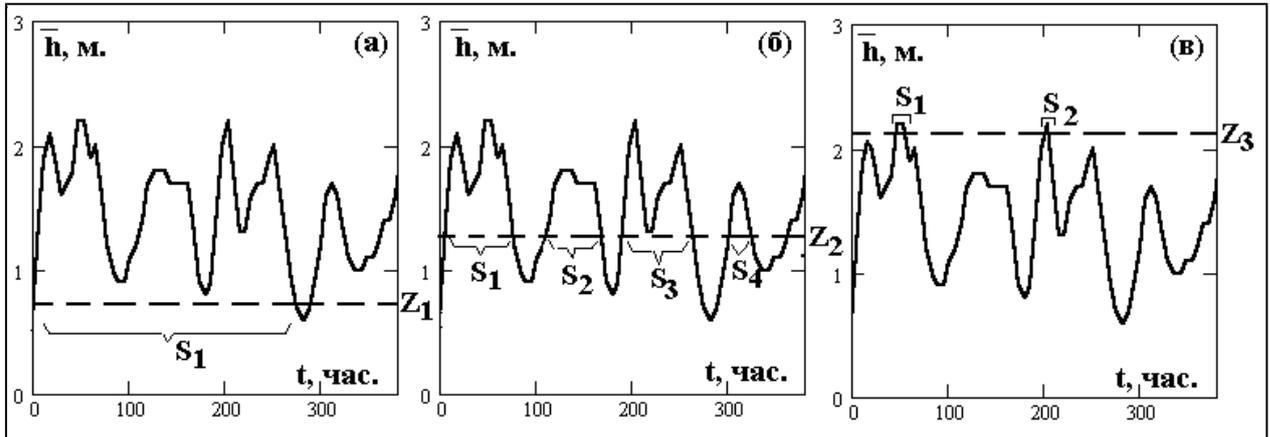


Рисунок 1.4. Выделение штормов и окон погоды по реализации высоты волны  $\bar{h}$  (м): на низком уровне  $Z_1$  (а), среднем уровне  $Z_2$  (б), высоком уровне  $Z_3$  (в).

Из рисунка 1.4 видно, что значения среднего числа штормов  $N$ , их средней длительности  $\bar{S}$  и среднеквадратического отклонения  $\sigma_S$  существенно зависят от уровня  $Z$ . Так, для низкого уровня  $Z_1$  (1.4а) выделяется только один шторм с  $\bar{h} > Z_1$  длительностью  $S_1=280$  часов. Для среднего уровня  $Z_2$  (1.4б) 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  $Z_3$  (2.1.4в) 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. 1.4.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  $N$ ,  $\bar{S}$ ,  $\sigma_S$ , 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):

$$F(S) = \exp[-AS^B] \quad (1.70)$$

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.

### 1.5.2. 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, характеризующее частотно-направленную спектральную плотность  $S(\omega, \beta, x, y, t)$ .

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:

$$c = 1/n \sum \cos \beta_i, \quad \bar{s} = 1/n \sum \sin \beta_i, \quad (1.71)$$

как решение уравнений:

$$c = R \cos \beta_i, \quad \bar{s} = R \sin \beta_i, \quad R = (\bar{c}^2 + \bar{s}^2)^{0,5} \quad (1.72)$$

Дисперсия определена им в виде :

$$vv = 1/n \sum [1 - \cos(\beta_i - \bar{\beta})] = 1 - 1/n \sum \cos(\beta_i - \bar{\beta}) = 1 - R. \quad (1.73)$$

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 основной части отчета (раздел «Ветер») 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:

$$F_{V,h}(\bullet) = F_V(\bullet) F_{h|V}(\bullet) = F_h(\bullet) F_{V|h}(\bullet) \quad (1.74)$$

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  $\sigma_{V|h}, \sigma_{\varphi|\beta}, \sigma_{V(\varphi)|h(\beta)}$ .

## 2. МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ И УРОВНЯ МОРЯ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ

### 2.1. 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.

#### 2.1.1. Уравнения движения

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

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u u) + \frac{\partial}{\partial y}(v u) + \frac{\partial}{\partial z}(w u) - f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + N_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u v) + \frac{\partial}{\partial y}(v v) + \frac{\partial}{\partial z}(w v) + f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + N_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u T) + \frac{\partial}{\partial y}(v T) + \frac{\partial}{\partial z}(w T) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u S) + \frac{\partial}{\partial y}(v S) + \frac{\partial}{\partial z}(w S) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (2.6)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (2.7)$$

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:

$$p = \int_z^{\zeta} \rho g dz = p_a + p_s + \rho_{\zeta} g \zeta, \quad (2.8)$$

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.

### 2.1.2. 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  $N_z$  вида:

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 + \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (2.9)$$

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:

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[ \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right], \quad (2.10)$$

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

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 (2.9) 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 солености (2.5) и (2.6) используется линейная зависимость между коэффициентами вертикальной турбулентной вязкости и диффузии:

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

### 2.1.3. 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.

Остановимся на этом подробнее. В гидродинамической модели Каспийского моря учитывается сток семи рек: Волга, Терек, Урал, Кура, Сулак, Самур и Сефидруд (Иран).

Данные о ежемесячных расходах первых 6 рек можно найти в [Государственный водный кадастр...], о расходах Сефидруда – в монографии [Гидрометеорология... Том VI Каспийское море, 1992].

С 1997 года граничные условия на жидких границах (расходы воды  $Q$ , м<sup>3</sup>/с) задаются ежесуточно (такова дискретность измерения/расчета) расходов воды.

Для расчета расходов реки Волги в районе водного поста «Верхне-Лебяжье» (закрывающий пост) используются:

- Измерения расходов воды на водном посту «ГЭС им. XXII съезда, нижний бьеф», Волгоград. Это единственный пост на нижней Волге, где ежесуточно измеряются расходы воды;
- Измерения уровня воды на посту «Верхнее-Лебяжье».

Измеренные уровни воды пересчитываются в расходы воды по эмпирической формуле:

$$Q = a + bh^N \quad (2.11)$$

где  $Q$  – расход воды в м<sup>3</sup>/с,  $a$  и  $b$  – эмпирические коэффициенты,  $h$  – уровень воды,  $N$  – показатель степени равный 2. Величины  $a$  и  $b$  получены путем статистической обработки данных об уровнях и расходах воды из [Государственный водный кадастр...] отдельно для фаз роста и падения уровня воды.

Для контроля расчетов расходов воды по формуле (2.11) по посту «Верхнее-Лебяжье», расположенном ниже по течению Волги на расстоянии 450 км от поста «ГЭС им. XXII съезда, нижний бьеф» рассчитывается время добегания расходов/уровня воды между двумя постами. Оно составляет от 4-6 суток в период паводков и 8-10 суток во время межени.

Время добегания получено по кросс-корреляционным соотношениям.

Расходы воды, полученные для поста «Верхнее-Лебяжье» не должны превышать расходы на посту «ГЭС им. XXII съезда, нижний бьеф» для сроков 4-10 суток предшествующего расчету, на величину  $(1 - K_{исп})$ , где  $K_{исп}$  меняется от 0 во время ледостава и возрастает до 0,05 в период интенсивного испарения (июль-август).

Откорректированные таким образом расходы воды пересчитываются в расходы 7 главных рукавов Волги: Бузан, Волга, Рычан, Большая Болда, Камызяк, Старая Волга, Бахтемир по зависимостям [Полонский и др., 1992, Устьевая область..., 1998] и служат основой для задания граничных условий в дельте Волги.

Расчет расходов реки Урал проводится по оперативным данным об уровне моря на посту Махамбет по формуле (2.11), где коэффициенты получены по данным ежегодников [Государственный водный кадастр...] и времени добегания расходов воды до каспийского моря, используя уровни воды постов Махамбет и Атырау (Гурьев).

Данные о расходах Терека оперативно поступают по данным поста Аликазган (16 км до места впадения Терека в Каспийское море).

Для иллюстрации приведены графики среднесуточных расходов трех рек:

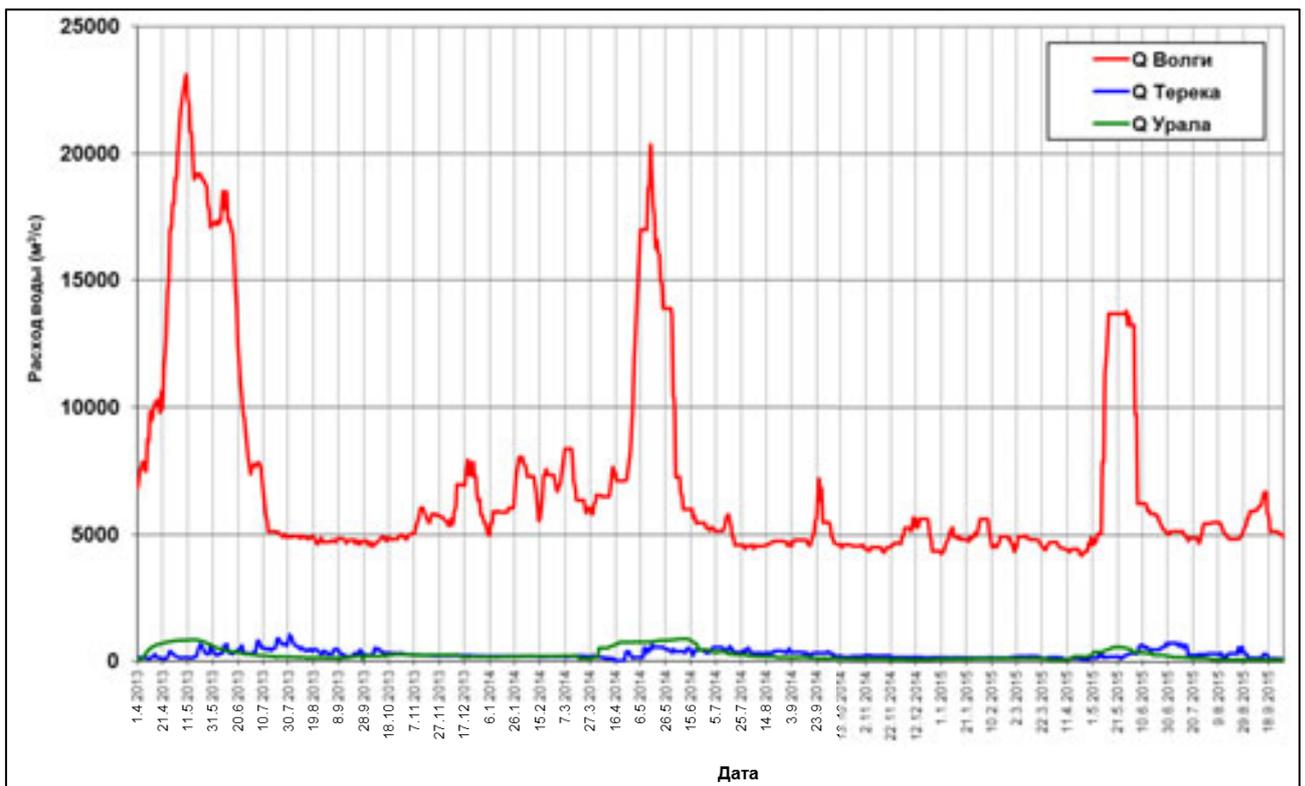


Рис. 2.1. Расходы рек Волга (красный цвет), Терека (синий цвет) и Урала (зеленый цвет) за последние 2,5 года.

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

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w, T = T_s, S = S_s, \quad (2.12)$$

где

$\tau_{sx}, \tau_{sy}$  - составляющие касательного напряжения ветра, рассчитываемые как:

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\vec{U}_a|, C_d U_{ay} |\vec{U}_a|), \vec{U}_a - \text{вектор скорости ветра}$$

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.

Определение коэффициента трения ветра  $C_d$  в модели. В предыдущих версиях модели Каспийского моря при поиске наилучшего совпадения с натурными данными использовались различные выражения для коэффициента трения  $C_d * 10^{-3}$ :

1) Постоянный коэффициент **3,2**;

2) Коэффициент из Garrat [1977]:

$$C_d * 10^{-3} = 0,75 + 0,067 * U_{10};$$

3) Коэффициент из Smith [1988]:

$$C_d * 10^{-3} = 0,5 + 0,091 * U_{10}.$$

В настоящее время для определения коэффициента трения используется зависимость из [Holthuijsen et al., 2012]:

$$C_d * 10^{-3} = \min\{a + b(U_{10}/U_{ref,1})^c, d[1 - (U_{10}/U_{ref,2})^e]\}.$$

Коэффициенты для выражения [Holthuijsen et al., 2012]:

Отсутствие зыби, встречная зыбь, попутная зыбь (Holthuijsen-1 на рис. 1)	Поперечная зыбь (Holthuijsen-2 на рис. 1)
$U_{ref,1} = 27,5 \text{ м/с}$	
$a = 1,05$ $b = 1,25$ $c = 1,40$	$a = 0,7$ $b = 1,1$ $c = 6,0$
$\sigma_{\theta} \leq 30^{\circ}$ или $\sigma_{\theta} \geq 80^{\circ}$	$\sigma_{\theta} = 50^{\circ}$
$U_{ref,2} = 54,0 \text{ м/с}$	
$d = 2,3$ $e = 10,0$	$d = 8,2$ $e = 2,5$
$\sigma_{\theta} \leq 45^{\circ}$ или $\sigma_{\theta} \geq 55^{\circ}$	$\sigma_{\theta} = 50^{\circ}$

Примечание: Нижний предел  $C_D = 0,7 * 10^{-3}$ .

На рисунке 2.2 представлена зависимость коэффициента трения от скорости ветра для всех вышеупомянутых выражений.

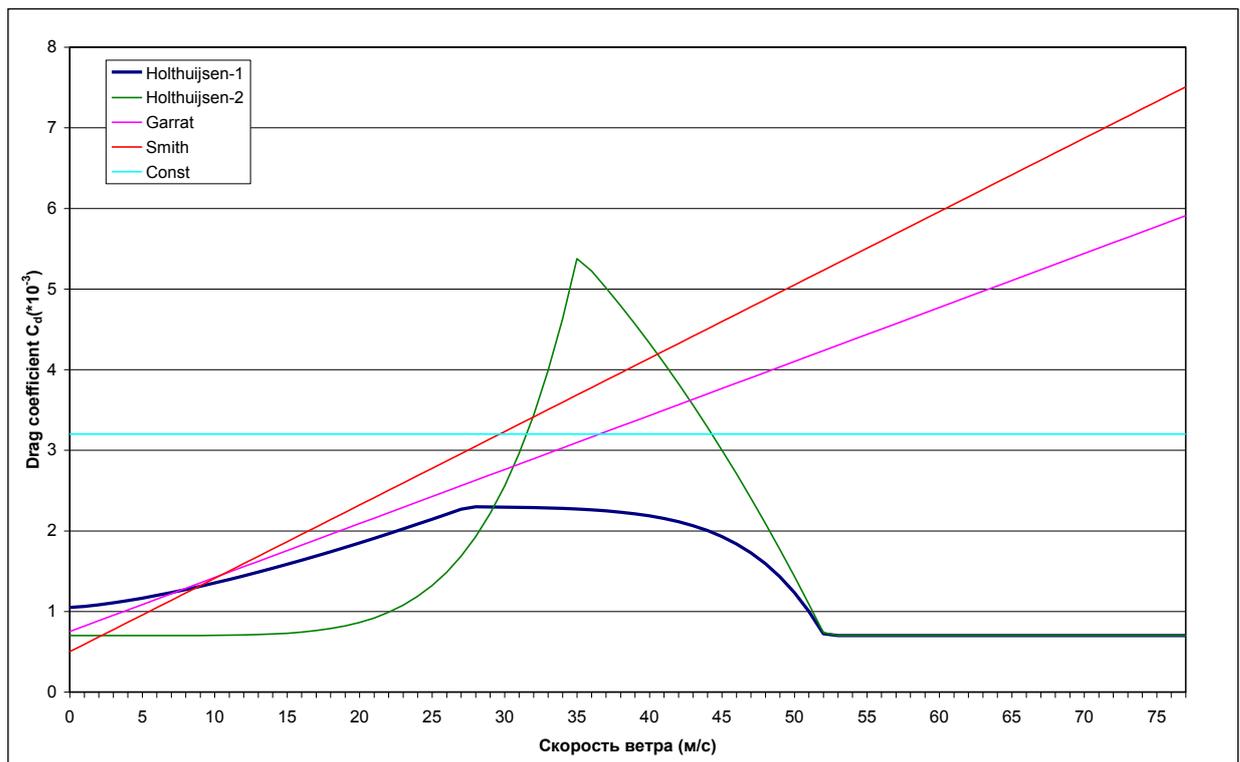


Рис. 2.2. Зависимость коэффициента трения  $C_d * 10^{-3}$  от скорости ветра на высоте 10 метров.

Для случая Каспийского моря используется выражение (Holthuijsen-1):

$$C_d * 10^{-3} = \min\{[1,05 + 1,25(U_{10}/27,5)^{1,40}], 2,3[1 - (U_{10}/54,0)^{10,0}]\}.$$

Алгоритм на ФОРТРАНЕ:

$$CD10=1.05+1.25*(U10/27.5)**1.4$$

$$IF (U10.GE.27.5) CD10=2,3*(1-(U10/54.0)**10)$$

$$IF (CD10.LT.0.7) CD10=0.7$$

На рисунке 2.3 из [Condon, Veeramony, 2013] приводится сравнение коэффициентов трения по 12 источникам [L. H. Holthuijsen et al., 2012; J. R. Garratt, 1977; J. Amorocho and J. J. DeVries, 1980; W. G. Large and S. Pond, 1981; J. Wu, 1982; M. D. Powell et al., 2003; M. A. Donelan et al., 2004; E. Jarosz, D et al., 2007; I. J. Moon et al., 2007; D. Powell, 2008; B. C. Zachry et al., 2009; M. Zijlema, et al., 2012.]. Проведено сравнение модельных расчетов по всем 12 методикам с данными наблюдений. Наилучшие результаты получены при использовании выражения [Holthuijsen et al., 2012].

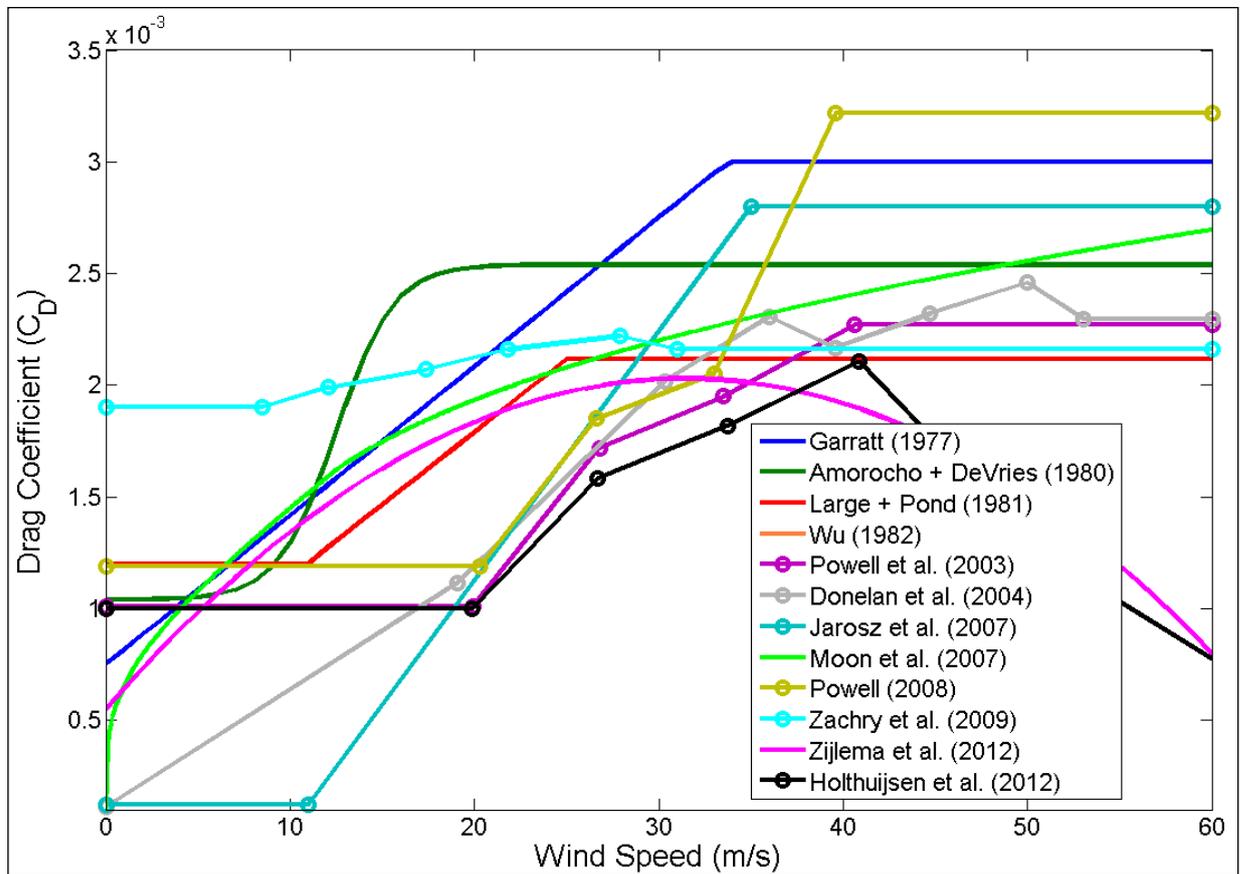


Рис. 2.3. Зависимость коэффициента трения  $c_d \cdot 10^{-3}$  от скорости ветра по различным источникам [Condon, Veeramony, 2013].

Первая часть выражения (Holthuijsen-1) новейшее обобщение всех предыдущих исследований для скоростей ветра менее 27,5 м/с, вторая часть (Holthuijsen-2) получена для интервала скоростей ветра 27,5 – 54 м/с. (Holthuijsen-2) случай тропического циклона, когда ветер направлен поперек волн зыби (сектор циклона слева от направления движения циклона). (Holthuijsen-2) в условиях Каспийского моря не встречается.

**Влияние льда учитывается:**

- через касательное напряжение ветра, уменьшающегося пропорционально сплоченности льда так, что при сплоченности льда 100 процентов напряжение трения ветра равно нулю;
- путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению), с коэффициентом трения  $\alpha = 5,5 \cdot 10^{-3}$ .

Информация о ледовых условиях важна для моделирования динамики течений и уровня моря, поскольку положение кромки льда и его сплоченность определяет характер взаимодействия атмосферы и поверхности моря. Даже при отсутствии ветра наличие льда влияет на характер течений и уровня моря, изменяя их режим.

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:

$$N_z \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} = \tau_{bx}, N_z \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} = \tau_{by}, \mathbf{u} \frac{\partial H}{\partial x} + \mathbf{v} \frac{\partial H}{\partial y} = w, \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad (2.13)$$

где

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

#### **2.1.4. 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 осуществляется 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.  $(\zeta+H)_{i,j+1/2} < \varepsilon$ ,  
где  $H_{i,j+1/2} = (H_{i-1/2,j+1/2} + H_{i+1/2,j+1/2})/2$ ,  $\zeta_{i,j+1/2} = (\zeta_{i-1/2,j+1/2} + \zeta_{i+1/2,j+1/2})/2$ ;
- 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  $(\zeta+H)_{i+1/2,j+1/2} = 0$  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  $(\zeta+H)_{i-1/2,j+1/2} = 0$  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.

### 2.1.5. Начальные условия

В начальный момент времени компоненты вектора скорости принимаются равными нулю, поля температуры и солёности 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 (2.1) - (2.7) получено на сетке с шагом 1 морская миля. Сетка содержит (376\*646) узлов, часть которых (~ 30%) занимает суша. По вертикали сетка неравномерная, расчеты выполнены на 14 расчетных горизонтах.

Шаг по времени равен 10 секундам.

### 2.1.6. 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 разница 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. 2.2.4-2.2.7.

На рисунках 2.2.4 и 2.2.6 продемонстрированы расчетные поля ветра и атмосферного давления 13 и 14 марта 1995 г., соответствующие фазам максимального развития экстремального штормового нагона, а на рисунках 2.2.5 и 2.2.7 - 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.

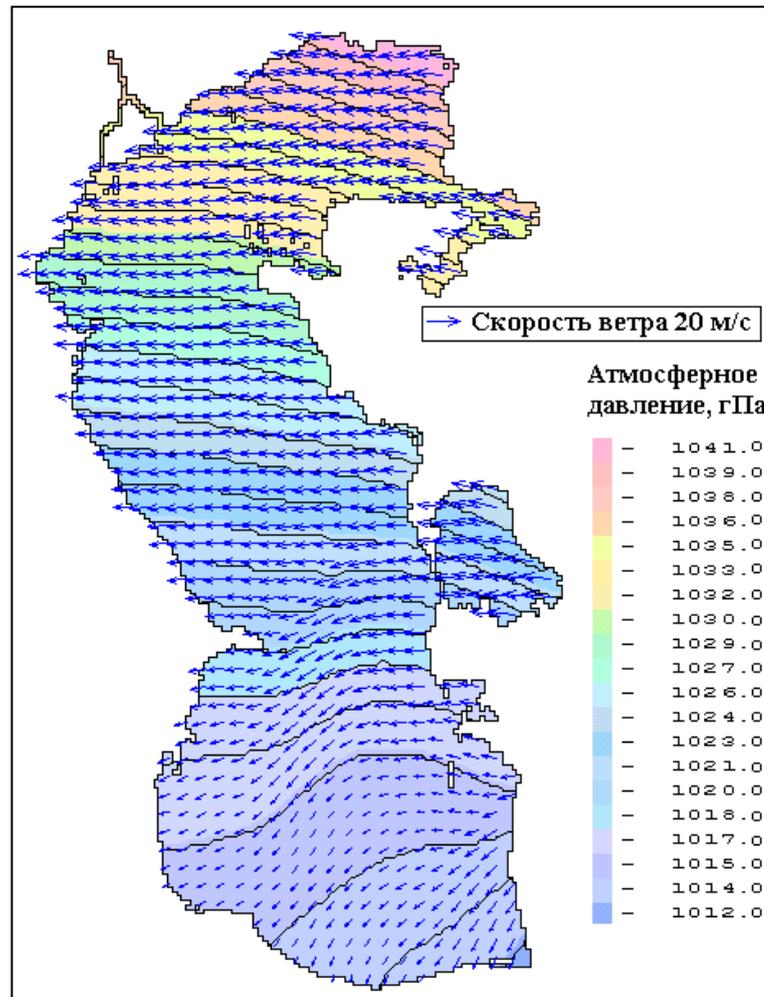


Рисунок 2.4. Поле атмосферного давления и расчетные скорости ветра на момент времени 9 часов 13 марта 1995 г.



Рисунок 2.5. Поля расчетных скоростей поверхностных течений и отклонений уровня от среднего уровня моря (-27 м ГВО) на момент времени 9 часов 13 марта 1995г.

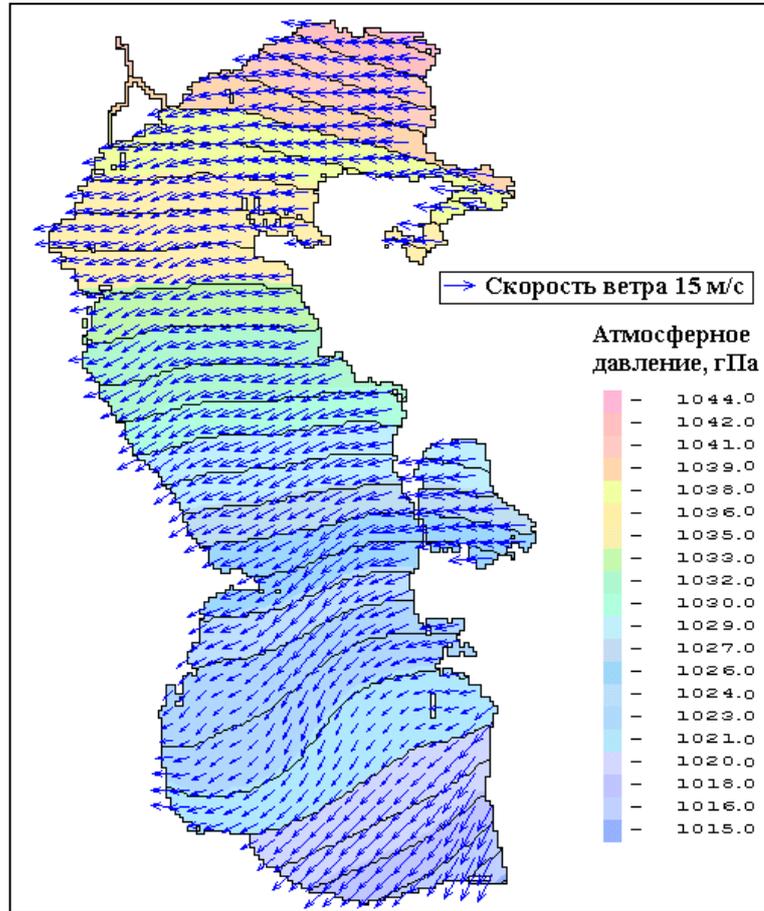


Рисунок 2.6. Поле атмосферного давления и расчетные скорости ветра на момент времени 9 часов 14 марта 1995 г.

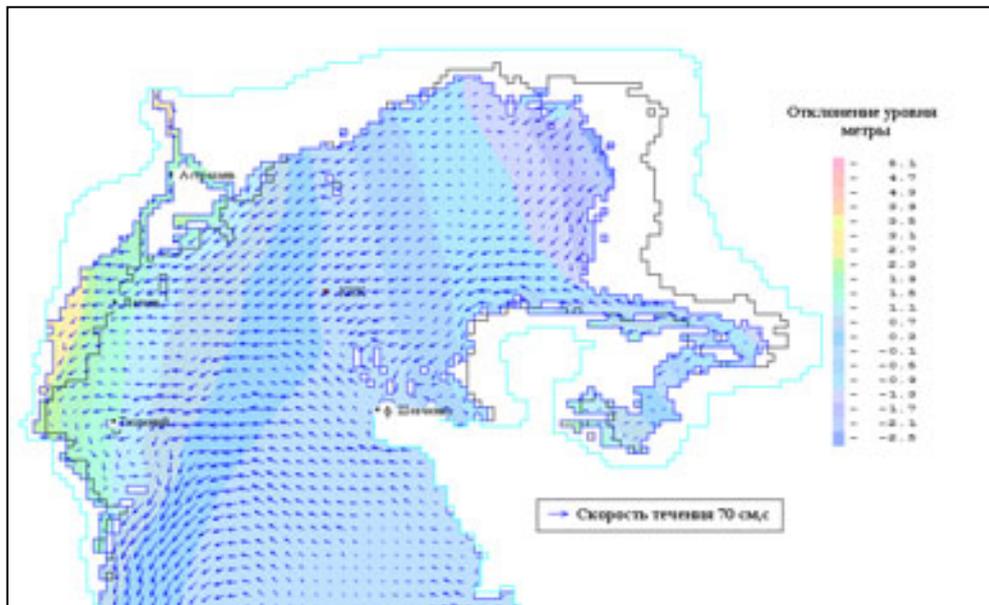


Рисунок 2.7. Поля расчетных скоростей поверхностных течений и отклонений уровня от среднего уровня моря (-27 м ГВО) на момент времени 9 часов 14 марта 1995 г.

## 2.2. 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:

$$P = \exp(-e^y), \quad (2.14)$$

где  $y$  в выражении (2.14) 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 (2.14) дважды прологарифмировать, получим:

$$Y = -\ln(-\ln P). \quad (2.15)$$

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

$$P = (T-1)/T, \quad (2.16)$$

полагая, что  $T=1/(1-P)$ , получим:

$$Y = -\ln \ln [T/(T-1)]. \quad (2.17)$$

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]:

$$P_I(x) = \exp[-e^{-\alpha(x-u)}], \quad \alpha > 0, u > 0, -\infty < x < \infty, \quad (2.18)$$

$$P_2(x) = \exp[-(v/x)^k], \quad x > 0, \quad v > 0, \quad k > 0; \quad (2.19)$$

$$P_3(x) = \exp[-(x/v)^k], \quad x < 0, \quad v < 0, \quad k > 0; \quad (2.20)$$

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

Эти три предельных распределения (2.18) – (2.20) можно записать в общей форме в виде распределения Дженкинсона [Jenkinson, 1955]:

$$P(x) = \exp[-(1-x/\alpha)^{1/k}], \quad \alpha k > 0. \quad (2.21)$$

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

$$x = \alpha[1 - \exp(-ky)] \quad (2.22)$$

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 (2.14) с (2.18) – (2.20). В результате получим следующие соотношения:

для первого предельного распределения

$$Y = \alpha(x-u); \quad (2.23)$$

для второго предельного распределения

$$Y = k(\ln x - \ln v); \quad (2.24)$$

для третьего предельного распределения

$$Y = k(\ln |v| - \ln |x|). \quad (2.25)$$

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. Соотношения, 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

$$\lambda = \frac{n'}{N}, \quad (2.26)$$

а вероятность превышения величины  $x$  выразится соотношением

$$1-p' = m' / (\lambda N). \quad (2.27)$$

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

$$1-p' = m'/N. \quad (2.28)$$

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

$$1-P = 1 - \exp(-m'/N). \quad (2.29)$$

Периоды повторяемости соответственно равны:

$$T = 1/[1 - \exp(-m'/N)]; \quad (2.30)$$

$$T' = N/m'. \quad (2.31)$$

Из соотношений (2.30) и (2.31) 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:

$$1-P = m/(N+1), \quad (2.32)$$

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 помощью «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 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 (2.18) – (2.20). 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, построенной для крайнего участка разбиения имеющейся области значений  $T$ . Исходя из этого, на каждом участке разбиения области изменения « $n$ » строится прямая.

$$F=a(T-b). \quad (2.33)$$

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 (2.23).

Аналогичным образом рассчитываются характеристики редкой повторяемости суммарных скоростей течений. По данным расчетов суммарных приливных и сгонно-нагонных движений с помощью гидродинамической модели 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.

### 3. 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.

### 3.1. 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.).

#### 3.1.1. Определение повторяемости и продолжительности явления

На практике 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

$$P_i = (n_i/n)100\%, \quad (3.1)$$

$$P = \sum_i P_i / N, \quad (3.2)$$

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.

### 3.1.2. 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:

$$W_1 = 1,66 \cdot 10^{-3} U_a^{4,75}, \quad (3.3)$$

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:

$$h_m = 3,8 \cdot 10^{-2} U_a^{1,75} + \lambda, \quad (3.4)$$

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:

$$W_z = W_1 e^{-0,85z}, \quad (3.5)$$

где  $z$  – высота уровня измерения, м.

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

$$J_i = a_1 a_2 a_3 \beta * W_z, \quad (3.6)$$

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.

$$J_s = a_1 a_2 a_3 \sum_n \beta \cdot WSt, \quad (3.7)$$

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 3.4). Величина массы воды, попавшей на  $1 \text{ м}^2$  поверхности, на различных высотах, рассчитанная по формулам 3.1 и 3.3, приводится в табл. 2.3.1.

**Таблица 3.1. 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 3.7 построена табл. 2.3.2. 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. 2.3.1. Общая масса льда на сооружении будет равной  $(25+24+13+7)t=690 \text{ кг/м}^2$ , где  $t$ - продолжительность обледенения 10 часов.

**Таблица 3.2. 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, $^{\circ}\text{C}$			
	$-5^{\circ}$	$-10^{\circ}$	$-15^{\circ}$	$-20^{\circ}$
5	2	3	4	5
10	3	6	8	10
50	7	18	28	44
100	16	27	37	52
500	19	28	41	60
1000	18	27	40	62
5000	15	22	37	62
10000	13	19	34	58

### 3.2. Атмосферное облечение

Для определения параметров атмосферного облечения 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 неопределенностью 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 облечением, проводимые на береговых и шельфовых станциях. Данные этих наблюдений являются начальной основой и исходной базой для расчета характеристик атмосферного облечения 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 облечения в рассматриваемых районах (горизонтальные градиенты параметров облечения 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 облечения на береговых станциях и в шельфовой зоне.

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

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

### 3.2.1. 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:

$$F_1 = \frac{\pi_T}{N}, \quad (3.8)$$

где  $\pi_T$  - 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:

$$F_2 = \frac{\bar{n}_T \bar{n}_-}{N^2}, \quad (3.9)$$

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

$$\tau_H \approx 3\pi_T \text{ и } \tau_B \approx 24\pi_T. \quad (3.10)$$

В том случае, когда данный месяц лишь частично входит в холодный период, с учетом соотношения (8.9) получаем:

$$\tau_H \approx \frac{3\bar{n}_T\bar{n}_-}{N} \text{ и } \tau_B \approx \frac{24\bar{n}_T\bar{n}_-}{N}. \quad (3.11)$$

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

$$\sum \tau_H = 3(\sum n_T + \sum n_T \frac{n_-}{N}); \quad \sum \tau_B = 24(\sum n_T + \sum n_T \frac{n_-}{N}), \quad (3.12)$$

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. 3.3.

**Таблица 3.3. 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 (3.8) 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 (3.9), 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.

### 3.2.2. 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.

### 3.2.3. Расчет изменения параметров атмосферного обледенения с высотой

Изменения гололедных нагрузок ( $P_H$ ) 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 водности 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 водности тумана в приземном слое, а также шероховатость подстилающей поверхности. Ниже приведена таблица 2.3.4, составленная по данным [Глухов, 1989] для  $Z_o = 0,05$  м, что является обычной мерой шероховатости для водной поверхности.

**Таблица 2.3.4. Отношения  $P_H/P_{10}$  при различных значениях скорости ветра на уровне 10 м**

H, 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.

#### 4. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ КАРТ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ

Первоначальная цель создания электронного банка ледового покрова Каспийского моря – учет влияния льда в гидродинамической модели. Использование в гидродинамической модели метеорологической информации из реанализа NCEP/NCAR, реального стока рек и ледового покрова позволило получить долговременные ряды таких важнейших характеристик гидрометеорологического режима как уровень моря, скорости течения на различных горизонтах и параметры волнения в любой точке акватории моря.

Для гидродинамической модели достаточно информации о сплоченности льда. Однако для получения режимных характеристик ледяного покрова на достаточном удалении от пунктов наблюдений необходима трудоемкая обработка архива карт авиаразведок и спутниковых снимков с целью получения полей ряда других важнейших характеристик ледового покрова.

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 1533 карты ледовых условий за года наблюдений с 1929 по настоящее время. Такое представление 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].

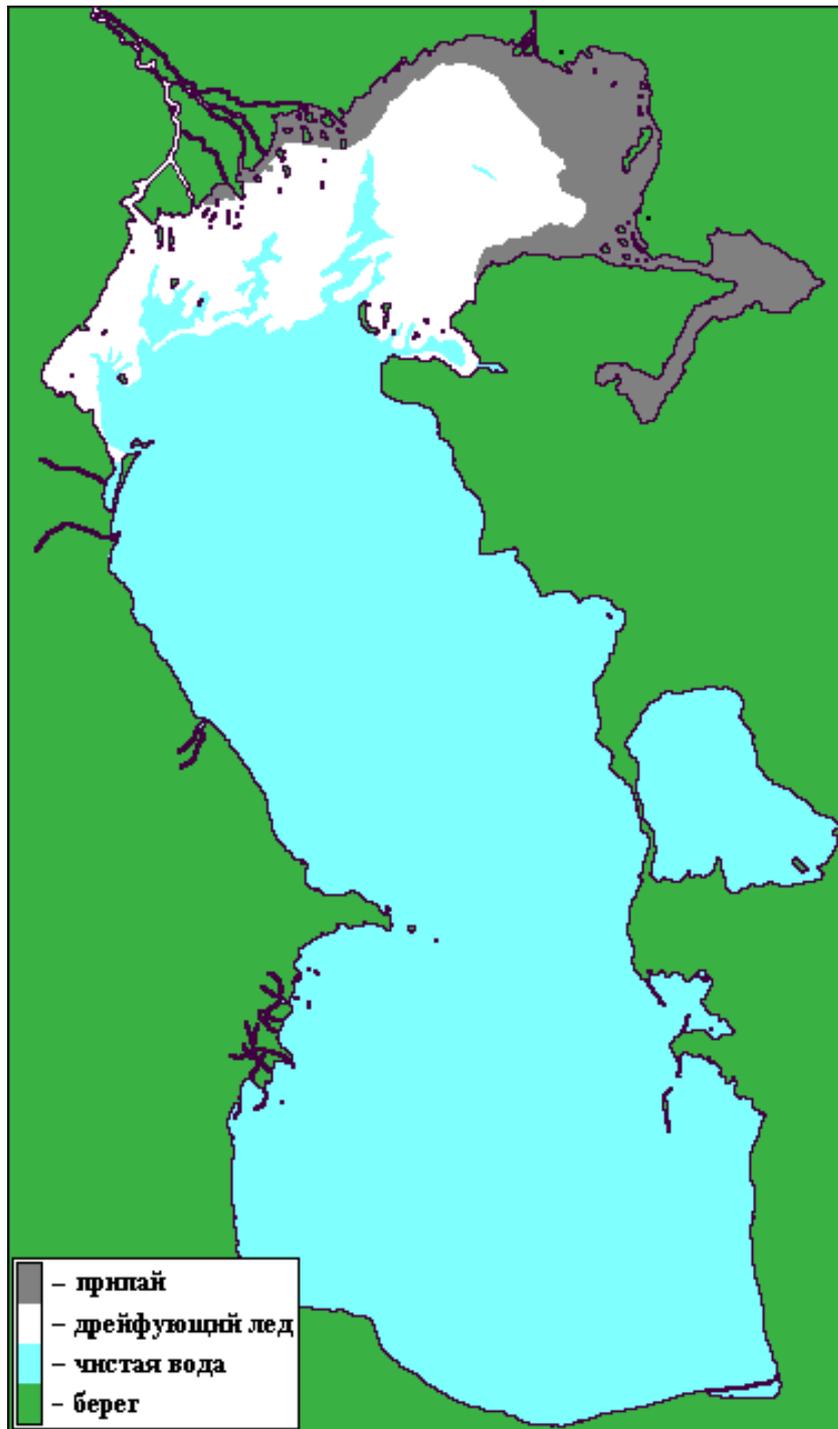
Для построения карт используется равномерная по широте и долготе сетка, имеющая 376\*646 ячеек. Размер ячейки 1\*1 морская миля.

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

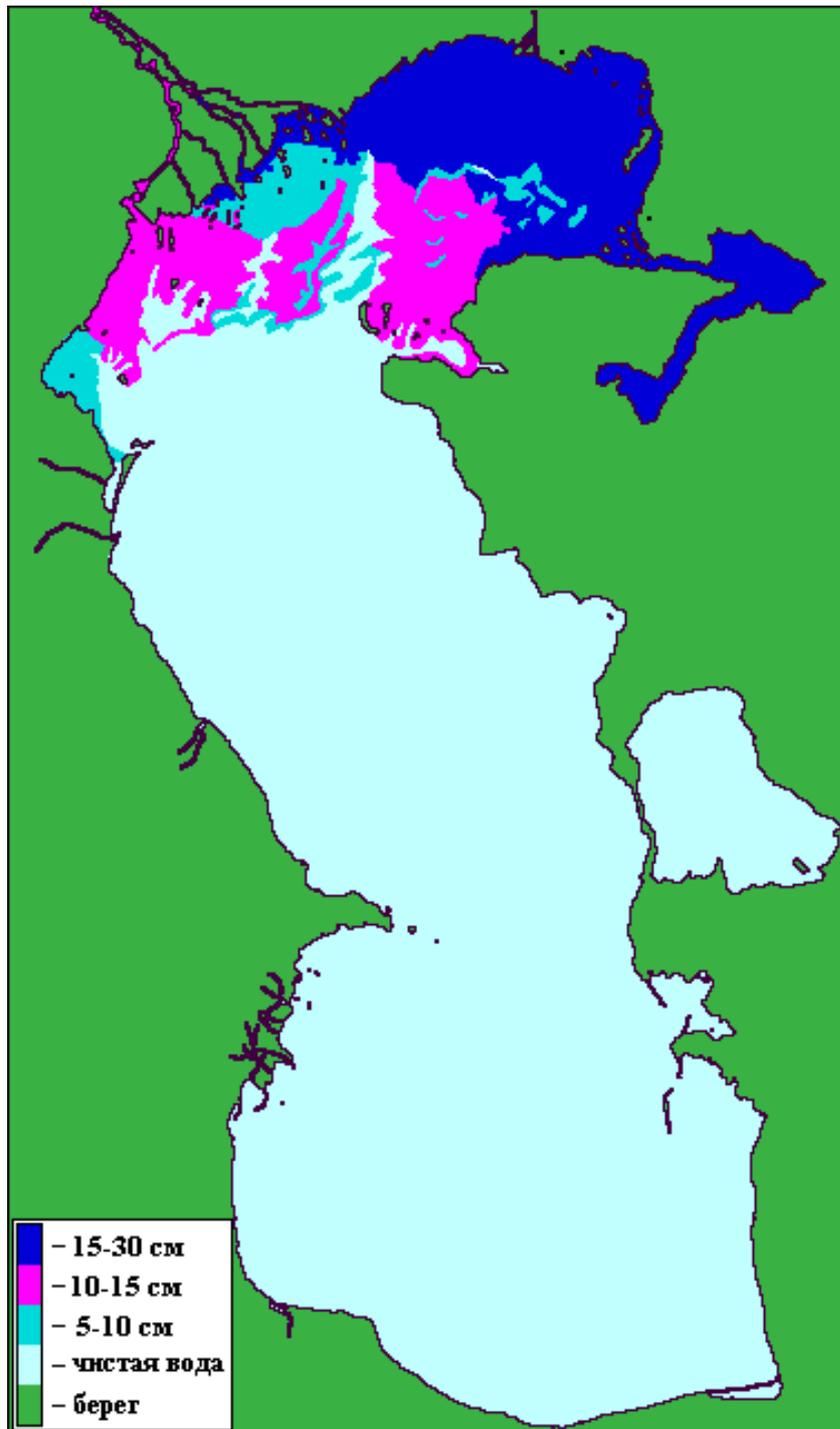
Подготовка бланка для представления ледовой информации осуществляется с помощью фортран-программы, на выходе которой создается BMP-файл. В этом файле суша залита черным цветом, акватория моря – белым, параллели и меридианы – темно-серым.

По каждой конкретной ледовой съемке (например, 23 февраля 2015 года) создаются три графических файла (рис. 4.1):

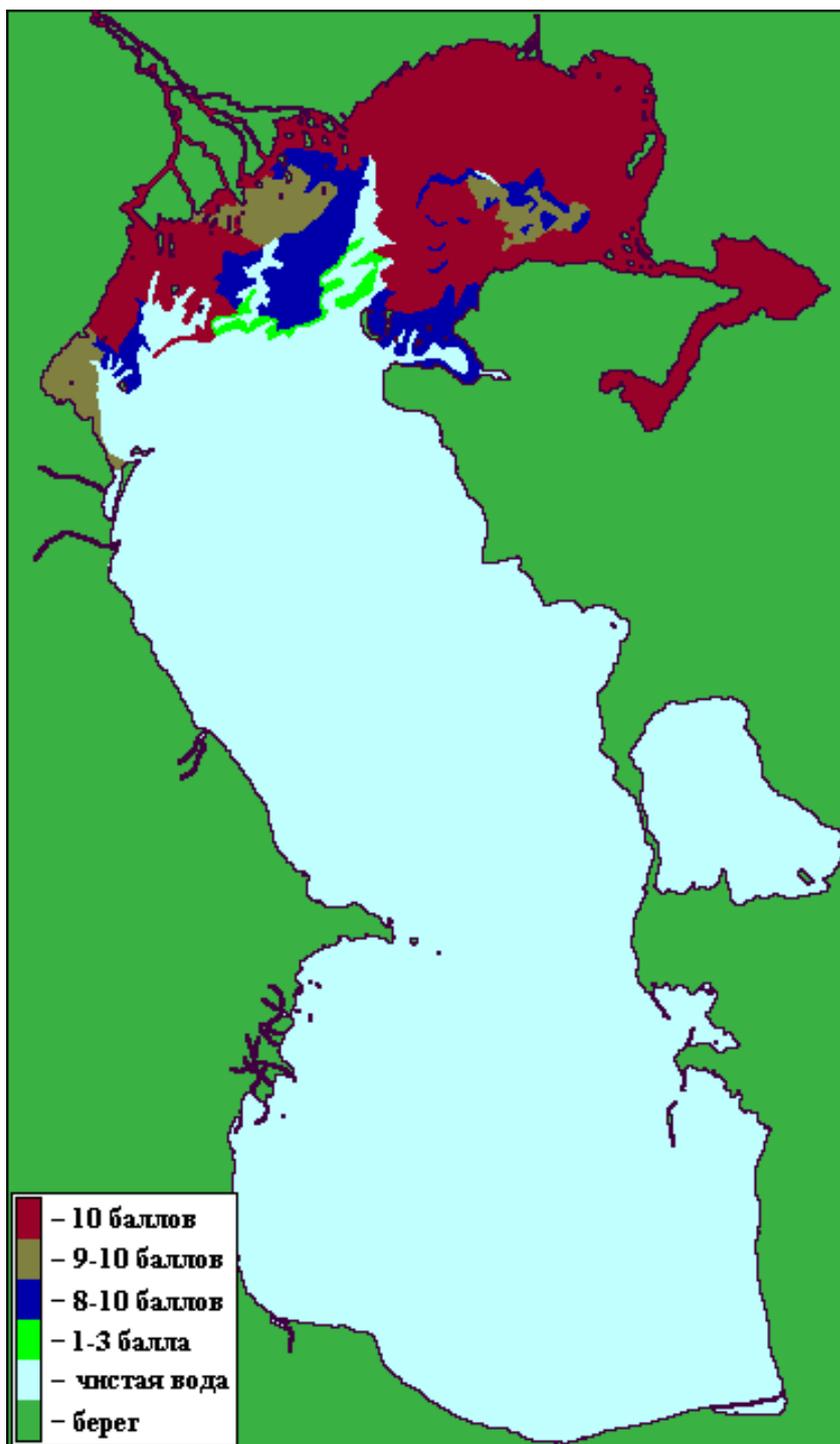
- распределение припая и дрейфующего льда;
- возрастные формы льда (толщина);
- сплоченность льда.



а) Распределение припая и дрейфующего льда.



б) Распределение возрастных форм (толщины) льда.



в) Сплоченность льда.

Рисунок.4.1. Распределение 23 февраля 2015 года: а) припая и дрейфующего льда, б) возрастных форм (толщины) льда, в) сплоченности 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. 4.2).

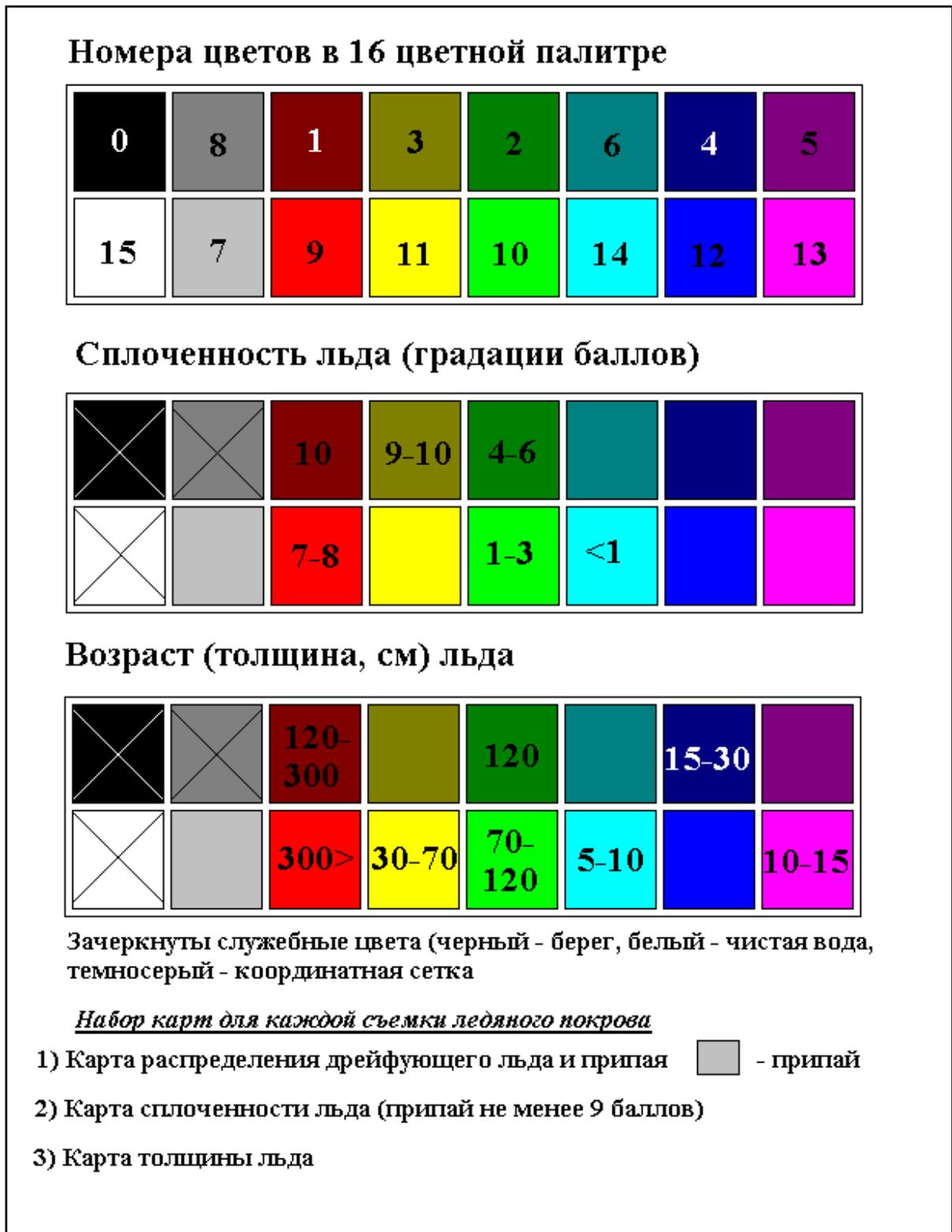


Рисунок 4.2. Соответствие цветов палитры характеристикам ледяного покрова.

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 4.1. 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 2.4.2. 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 полученные 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.

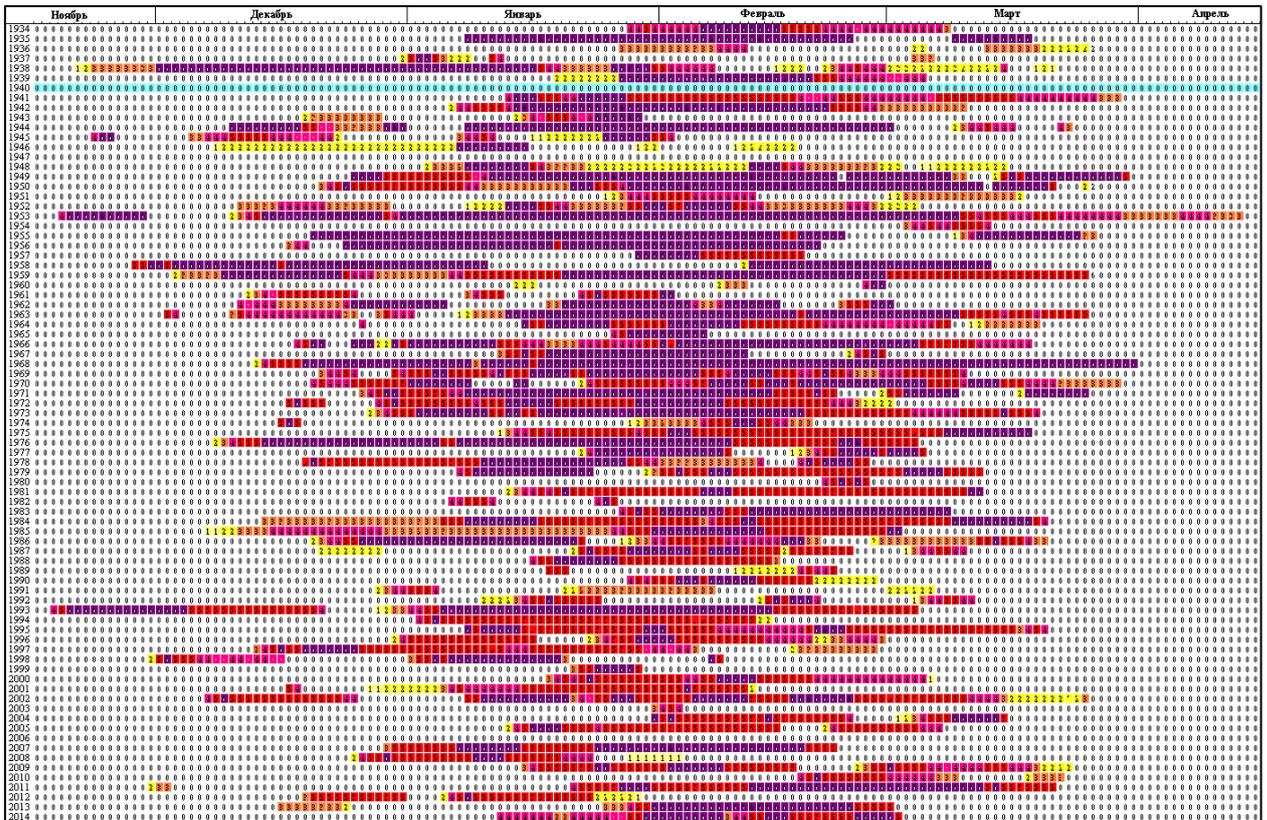
Отметим недопустимость принятия в качестве оценки среднего значения полученной выборки среднего арифметического по следующим соображениям:

- - 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 2.4.3 представлена графическая визуализация наличия ледового покрова с детализацией по сплоченности по годам для акватории месторождения Ракушечное.



а) Временное распределение плавучего льда и припая на акватории месторождения Ракушечное. ■ - припай, ■ - плавучий лед, □ - пропуск.



б) Временное распределение сплоченности льда на акватории месторождения Ракушечное. ■ - 1-2, ■ - 3-4, ■ - 5-6, ■ - 7-8, ■ - 9-10, ■ - 10 баллов, □ - пропуск.

Рисунок 4.3. Наличие ледового покрова с детализацией по дням за период с 1934-35 по 2014-15 гг. для акватории месторождения Ракушечное.

## **5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОНОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

### **5.1. Современные результаты научных исследований о возможных изменениях уровня Каспийского моря на многолетнюю перспективу**

За последние 5-6 лет был опубликован ряд работ, посвященных проблеме прогнозирования многолетних колебаний уровня Каспия. Данный обзор проводится, в дополнение ранее изложенного в [Научно-технический отчет «Подготовка....., 2004] с позиции практического использования результатов прогнозирования. Для использования в проектных задачах необходимы результаты расчета характеристик уровня Каспия на перспективу предполагаемого времени функционирования проектируемого хозяйственного объекта, часто на 30-40 лет вперед. При этом характеристики уровня моря должны отражать интегральное действие всех основных процессов, определяющих изменения уровня, т.е. должно учитываться влияние:

- 1) естественных климатических условий в бассейне элементы водного баланса моря;
- 2) техногенных изменений климата (например, действие «парникового эффекта») на водный баланс моря;
- 3) прямого техногенного воздействия на водный баланс, главным образом влияния безвозвратных изъятий из речного притока к морю на орошение, промышленно-коммунальные и другие цели; затрат воды на заполнение водохранилищ и потерь, связанных с испарением с поверхности водохранилищ; влиянием изменения режима оттока морской воды в залив Кара-Богаз-Гол и т.д.

Прогноз естественных изменений климата пока остается не решенной проблемой. Относительно правдоподобным сценарным оценкам поддается только техногенная составляющая климатических изменений – например, воздействие накопления парниковых газов в атмосфере на составляющие водного баланса и уровенный режим моря.

Социально-техническая компонента прогноза водного баланса моря - величина безвозвратных изъятий из речного притока на орошение, промышленно-коммунальные нужды и т.д. выполняется экспертным путем с учетом существующих оценок в водопотреблении и планов развития народного хозяйства. Таков же и прогноз возможной реакции прикаспийских стран на значительные изменения уровня, например, в виде строительства дамб, отсекающих мелководья и, соответственно, изменяющих морфометрию.

Тектоническая компонента (изменение объема чаши моря) в изменениях уровня прогнозированию не поддается. С другой стороны, согласно взглядам большинства специалистов, роль этой компоненты, по сравнению с гидрометеорологическими процессами, формирующими водный баланс и колебания уровня моря, сравнительно невелика.

Основную роль в формировании уровня режима Каспия играют изменения основных составляющих водного баланса - суммарный речной приток, эффективное испарение с зеркала моря (разность слоев испарения и осадков), сток морской воды в залив Кара-Богаз-Гол и безвозвратные изъятия из речного притока к морю.

Стохастический (вероятностный) характер многолетних изменений составляющих водного баланса определяет соответствующие колебания уровня моря как стохастический процесс. Соответственно, прогноз уровня моря также имеет вероятностный характер.

Существующие методы прогноза уровня Каспия условно разделяются на три основные группы, использующие в своей основе:

- 1) динамико-стохастические модели процесса колебаний уровня, т.е. применяющие уравнения водного баланса озера в той или иной форме (стохастическое дифференциальное или разностное уравнение). Для применения методов этой группы необходимо иметь прогноз составляющих водного баланса водоема с требуемой заблаговременностью. Очевидно, что долгосрочное прогнозирование уровня в данном случае будет успешным только при условии достаточно точного прогноза природных, климатически обусловленных процессов (речного притока к водоему, испарения с зеркала водоема и осадков на него) и техногенного воздействия на водный баланс (изъятия воды на орошение, коммунально-бытовые и промышленные нужды, отсечение части акватории и т.п.);
- 2) корреляционные связи между колебаниями уровня моря и некоторыми другими геофизическими, метеорологическими или гелиофизическими процессами. Возможность прогноза в данном случае обуславливается временем запаздывания изменений уровня водоема по отношению к процессу, с которым устанавливается связь. Применительно к Каспийскому морю, использовались зависимости между колебаниями его уровня и индексами атмосферной циркуляции для различных районов Северного полушария, а также с различными характеристиками солнечной активности, чаще всего, с числами Вольфа;
- 3) выделение «скрытой периодичности». Следует заметить, что пока не существует достоверных доказательств существования «скрытых периодичностей» в колебаниях основных составляющих водного баланса Каспийского моря, что сразу ставит под сомнение наличие таких периодичностей в колебаниях уровня моря. Статистические же свойства компонент водного баланса определяются намного надежнее по сравнению с оценками статистических характеристик колебаний уровня, поскольку ряд инструментальных наблюдений над уровнем Каспия имеет очень высокую автокорреляцию, около 0,98.

Большая группа прогнозов основывается на предположении о существовании почти функциональных зависимостей между характеристиками солнечной активности и другими космическими факторами (влияниями Луны, других планет Солнечной системы). Следует сразу отметить, что прогноз по космическим связям и связям с характеристиками атмосферной циркуляции, если только он возможен вообще, может дать только одну составляющую в колебаниях уровня Каспийского моря, именно, только и только природную составляющую, никак не связанную с антропогенной деятельностью. В частности, такие методы в принципе не могут определить составляющую в изменениях уровня моря, вызванную потеплением климата из-за накопления в атмосфере техногенного диоксида углерода, или составляющую, возникшую, например, вследствие реализации планов сооружения Волжско-Камского каскада ГЭС.

Одним из важных практических вопросов является определение качества долгосрочных прогнозов колебаний уровня моря, полученных любым способом. Ясно, что нельзя надеяться на точное совпадение прогнозной и реальной кривых хода уровня (что было бы просто чудом), но тогда встает вопрос, при каком расхождении между этими кривыми прогноз можно считать оправдавшимся, какая погрешность может считаться допустимой. В силу стохастичности колебаний уровня Каспия, даже для реализации совершенно случайного процесса (полученного, например, методом Монте-Карло и никак не связанного с уровнем Каспия), рассматриваемой в качестве прогноза, для достаточно длительного периода заблаговременности заведомо будут иметь место временные интервалы, в которых фактический уровень и «прогноз» хотя бы качественно совпадают. С другой стороны, наличие множества качественно различных (в смысле, ориентирующих на повышение, снижение или относительно стабильное состояние уровня) прогнозов уровня Каспия приводит к тому, что, хотя бы один из таких прогнозов оправдается по знаку производной. Однако какой именно прогноз оправдается – никогда заранее неизвестно.

Формирование речного притока к морю и эффективного испарения с зеркала моря определяется крупномасштабной циркуляцией в атмосфере. Для составления прогноза колебаний уровня Каспия используются некоторые характеристики как собственно атмосферной циркуляции (индексы интенсивности зональной атмосферной циркуляции и т.п.), так и относящиеся к т. н. «центрам действия атмосферы» (индексы Южного колебания и т.п.). Эти характеристики атмосферной циркуляции рассматриваются как предикторы по отношению к уровню. Прогностические значения уровня моря вычисляются по уравнениям множественной регрессии. При этом должен существовать временной лаг между изменениями предикторов и уровнем моря, определяющий заблаговременность прогноза.

## 5.2. Прогностические изменения климата в бассейне Каспийского моря и их возможное влияние на водный баланс моря

Основной причиной многолетних колебаний среднего уровня моря является действие гидрометеорологических и гидрологических процессов на каспийском водосборе – осадков и испарения, формирующих водный баланс Каспия. Уровень Каспия представляет собой интегральную характеристику вкладов отдельных составляющих водного баланса за определенный промежуток времени (рис. 5.1).

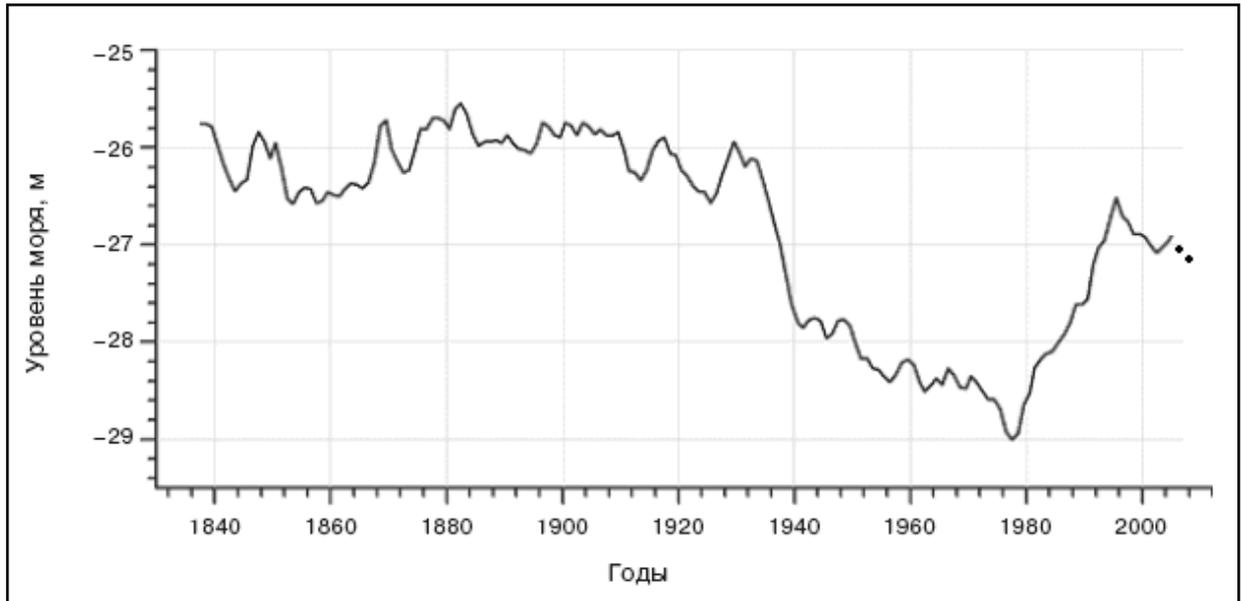


Рисунок. 5.1. Многолетний ход уровня Каспийского моря (м БС) по данным уровнемерных постов с 1837 по 2008 г. включительно (линия). [Оценочный ..., 2008]. Точками добавлены отметки уровня в 2007 и 2008 г.

Эти составляющие водного баланса (осадки, испарение, речной сток), являясь компонентами климатической системы, определяются циркуляционными особенностями атмосферных процессов, как над водосборным бассейном Каспийского моря, так и далеко за его пределами. При этом естественный режим колебаний уровня подвергается техногенным воздействиям, главным из которых выступают безвозвратные изъятия из речного притока к морю. Такие процессы, как водообмен через дно моря, плотностные изменения уровня, тектонические изменения объема чаши моря рассматриваются как второстепенные, не оказывающие особого влияния на временных интервалах порядка сотни лет. Климатообусловленность уровня моря с необходимостью приводит к рассмотрению возможных будущих климатических изменений в бассейне Каспия.

Исследования будущих климатических изменений интенсивно ведутся как за рубежом, так и в России - в институтах Росгидромета (Главная геофизическая обсерватория им.

А. И. Воейкова, Государственный гидрологический институт, Гидрометцентр России, Государственный океанографический институт, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и Российской академии наук (Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова, Институт водных проблем РАН) и др. учреждениях. Основные исследования направлены на оценку влияния техногенного увеличения содержания парниковых газов в атмосфере. Именно парниковый эффект рассматривается причиной глобального потепления в Северном полушарии, в частности, на территории России (рис. 5.2).

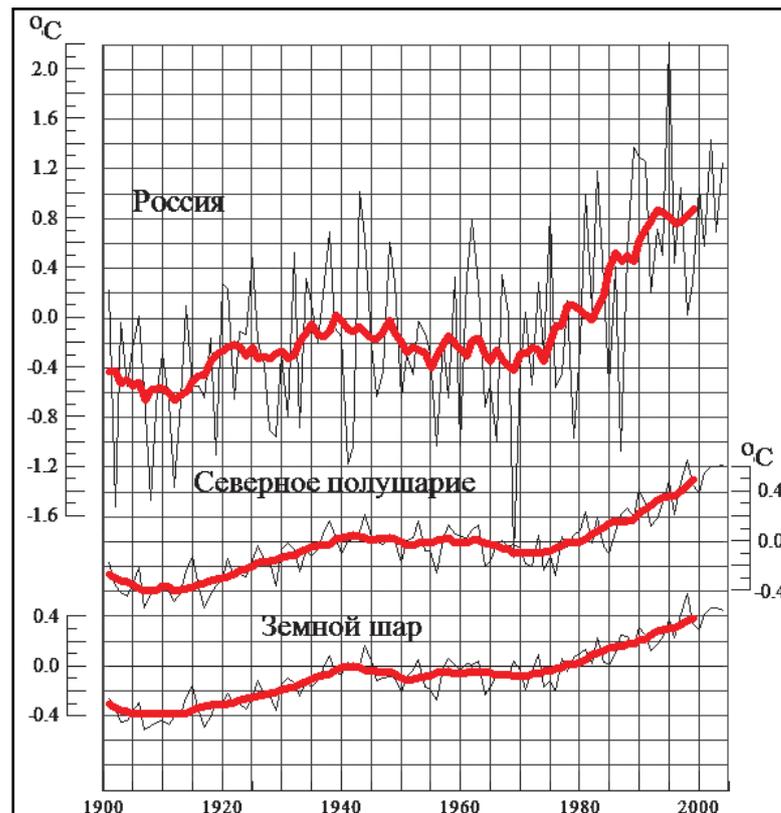


Рисунок. 5.2. Временные ряды пространственно осредненных аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха для территории Российской Федерации, Северного полушария и земного шара за 1901-2004 гг. Толстые линии – значения сглаженных рядов (по результатам, полученным в Институте глобального климата и экологии Росгидромета и РАН) [Стратегический..., 2005].

Результаты наиболее авторитетных современных исследований, содержащих оценки происшедших климатических изменений и прогноз климата на территории России, приведены в «Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации», включающий в себя: «Изменение климата» (том 1) и «Последствия изменения климата» (том 2). Этот доклад был создан Росгидрометом и опубликован в 2008 г. Наибольший интерес для цели данного исследования представляют прогнозные

оценки уровня Каспийского моря, учитывающие действие на каспийском водосборе (включая акваторию) метеорологических факторов (атмосферная циркуляция, осадки и испарение), гидрологических факторов (сток впадающих в море рек, регулирование речного стока) и изменение свойств подстилающей поверхности в процессе хозяйственного использования территории водосборов. Роль этих факторов, по мнению авторов раздела [Терзиев и др., 2008], в долгосрочном плане можно оценить только при сценарном подходе. При этом влияние парникового эффекта и влияние техногенных изменений режима речного притока к морю представляются одинаково существенными. Для среднесрочной перспективы (примерно на 15-20 лет), по мнению авторов раздела, «конкретный сценарий антропогенного изменения глобального климата не имеет решающего значения, а более существенны естественные колебания климата и водохозяйственная деятельность в регионах». Перспективная оценка изменения уровня Каспия на ближайшие годы по данным Гидрометцентра России приводится на рис. 5.3 [Абузьяров, 2003].

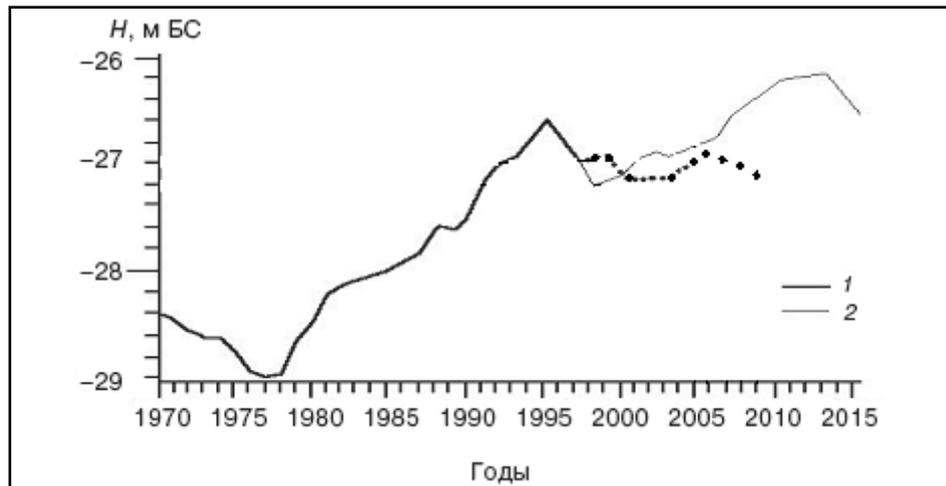


Рисунок. 5.3. Фактический ход уровня Каспийского моря (1) и его перспективная оценка до 2015 г. (2) [Абузьяров, 2003]. Точки - фактический ход уровня после 1997 г.

Представленный на рис. 10.3 прогноз уровня Каспия основан на методе расчета, использующего асинхронные корреляционные связи между колебаниями уровня моря и количественными показателями атмосферной циркуляции. В качестве физического обоснования используется корреляционная зависимость количества осадков, выпадающих в бассейн Волги и других рек, впадающих в Каспийское море, с интенсивностью циклонической и антициклонической деятельности над территорией Северной Атлантики и Европы. Увеличению осадков и стока рек соответствует активизация циклонической деятельности, уменьшению – активизация антициклонической деятельности. В первом случае уровень моря поднимается, во втором случае – падает. Абузьяров установил необходимые зависимости,

используя почти 100-летний архив данных об атмосферной циркуляции над северным полушарием и наблюдений за уровнем Каспия. Это позволило построить прогностическое уравнение, позволяющее оценить фоновые изменения уровня моря на срок до 12 лет. При этом Абузьяров совершенно справедливо замечает, что «... в данной работе не ставилась задача предсказать, каким будет средний уровень моря в конкретном году через 12 лет, т.к. в такой постановке она в принципе не решаема статистическими методами. Речь идет только об оценке фоновых изменений УКМ (уровня Каспийского моря) на этом отрезке времени». Метод Абузьярова использует представление о стационарности используемых для решения задачи прогноза уровня моря случайных процессов (колебаний характеристик атмосферных процессов и уровня моря).

Идейно близкий подход реализован в работе [Мещерская, Голод, 2003], рис. 5.4.

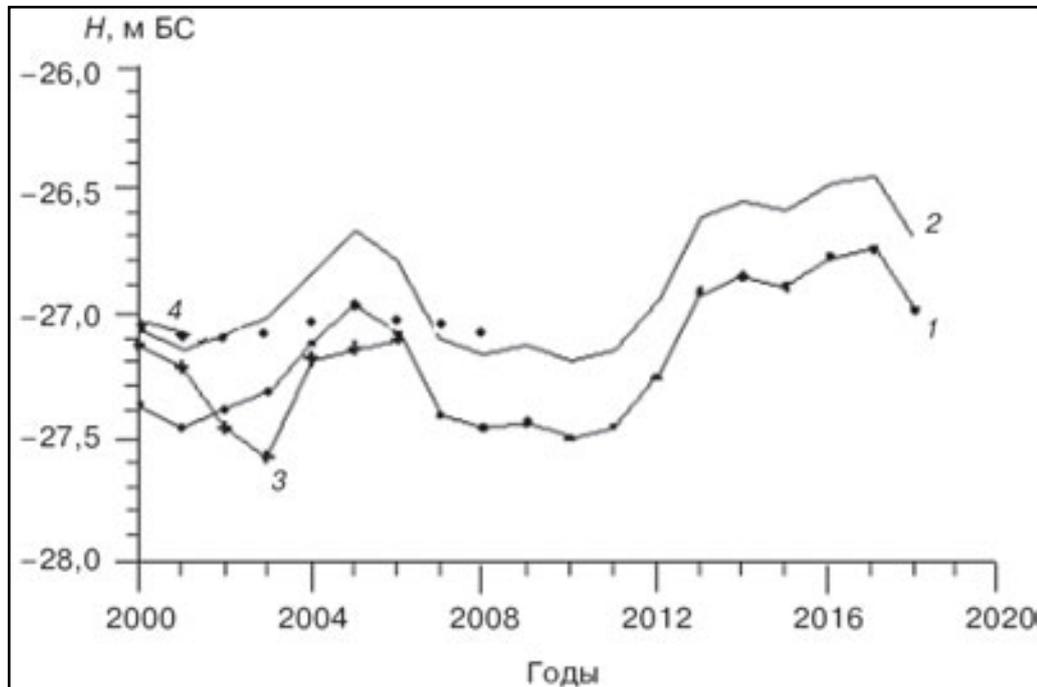


Рисунок. 5.4. Перспективные оценки уровня Каспия, полученные с использованием климатических параметров в качестве предикторов [Мещерская, Голод, 2003]. 1 — перспективные оценки большой заблаговременности без приведения к фактическому уровню в 2000 г.; 2 — то же с приведением; 3 — перспективные оценки средней заблаговременности (без приведения); 4 — фактические значения в 2000 и 2001 гг. по данным четырех станций; точки - фактический ход уровня после 2001 г.

Авторы прогноза, представленного на рис. 5.4, так же, как и в предыдущем прогнозе, использовали корреляционные связи между характеристиками процессов атмосферной циркуляции (предикторами) и уровнем Каспия, что возможно только в случае выполнения

условия стационарного характера колебаний характеристик предикторов и уровня моря. В качестве предикторов брались индексы Южного колебания, ледовитость в Северо-Европейском бассейне, разность температур воздуха Киото-Годхави и другие.

Каспийского моря на ближайшие 10–12 лет приведен в докладе «Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России [Росгидромет, 2005]». В соответствии с этим прогнозом, колебания уровня Каспийского моря будут происходить в диапазоне -27,08...-27,58 м (от 92 до 42 см в относительных отметках), «с тенденцией к понижению (со средней скоростью около 4 см/год). К 2016 г., уровень моря может понизиться в среднем на 50 см, достигнув абсолютной отметки -27,5 м».

Прогнозы, представленные на рис. 5.3 и 5.4, относятся ко второй группе. Понятно, что прогнозирование уровня моря с помощью корреляционных зависимостей с процессами-предикторами в принципе может дать только одну компоненту процесса колебаний уровня – именно, природообусловленную. Техногенное влияние на водный баланс моря – такое, например, как безвозвратные изъятия из речного притока к морю, вряд ли зависят, скажем, от разности температур воздуха в Киото и Годхавне. Таким образом, на прогнозируемые «естественные» колебания уровня моря должны «накладываться» безвозвратные изъятия из речного стока, равно как и другие техногенные воздействия. Не всегда понятно, учитываются ли при прогнозах по корреляционным зависимостям между уровнем и процессами-предикторами техногенное влияние на водный баланс и колебания уровня моря [Фролов, 2003].

Современные оценки будущих нестационарных климатических изменений основываются на использовании моделей общей циркуляции атмосферы. Например, применительно к бассейну Каспийского моря, Арпе и др. [Arpe et al., 1999] провели исследование влияния увеличения осадков на бассейн, основываясь на результатах численных экспериментов модели общей циркуляции атмосферы и океана ECHAM4/OPYC3 (рис. 5.5).

Согласно рис. 5.5, при условии, что величина эффективного испарения за период наблюдений будет стабильна, увеличение стока Волги должно привести к подъему уровня Каспия к концу XXI века. Заметим, что примерно до 2050 г. сток Волги не показывает сколько-либо значительного роста, следовательно, при принятых предположениях уровень Каспия не имеет тенденции к подъему до середины XXI века.



Рисунок. 5.5. Результаты моделирования с МОЦАО ЕСНАМ4/ОРУСЗ (1) и годовые суммы осадков (30-летнее скользящее сглаживание) над водосбором Волги (а) и ее сток (б) по данным наблюдений (2) [Арпе и др., 1999].

Следует заметить, что в настоящее время существует несколько десятков климатических моделей, причем эти модели постоянно совершенствуются. Различные подходы при моделировании климата приводят к тому, что получаемые результаты иногда оказываются прямо противоположными. Если в приведенном выше случае (рис. 5.5) уровень Каспия к концу XXI века должен подняться, то, согласно результатам, полученным в работе [Elguindi, Giorgi, 2006], уровень Каспия к концу XXI века должен опуститься (приводится по работе [Терзиев и др., 2008]). Оценки изменений уровня Каспия, представленные в этой работе, основывались на расчетах 8 моделей, каждая из которых использовала два сценария. В результате в 14 из 16 рассмотренных случаев прогнозировалось снижение уровня Каспия к концу XXI века в среднем на 9 метров. Этот и другие аналогичные случаи привели авторов («Оценочный доклад...», 2007) к выводу о противоречивости имеющихся долгосрочных прогнозов изменений уровня Каспия.

За исключением прогноза уровня Каспия, приведенного в докладе «Стратегический...», 2005», все остальные выше приведенные прогнозы не учитывают прямое техногенное воздействие на водный баланс моря, вызванное безвозвратными изъятиями из речного притока к морю. В то же время, научное обеспечение проектов, требующих расчетных характеристик уровня (отметок уровня в совокупности с вероятности их превышения) невозможно без учета этих изъятий, средняя величина которых, по разным оценкам, составляет

около 30-40 км<sup>3</sup>. Примеры прогнозов уровня моря, не содержащих оценку вероятности колебаний уровня в некотором диапазоне, полезны в смысле представления о некоторой возможной реализации изменений уровня. Однако, практика не столько требует представления будущего хода уровня моря, сколько получения «минимальной» и «максимальной» отметок уровня, за пределы которых уровень не выйдет в течение расчетного периода – времени эксплуатации того или иного хозяйственного объекта, нормальному функционированию которого могут угрожать экстремальные уровни моря.

С этой точки зрения, особый интерес представляют оценки будущих изменений уровня Каспия на период до 2020 г., полученные в Государственном гидрологическом институте [Шикломанов, Георгиевский, 2003]. На рис. 5.6 приведены уровни 50%-й обеспеченности для нескольких климатических сценариев.

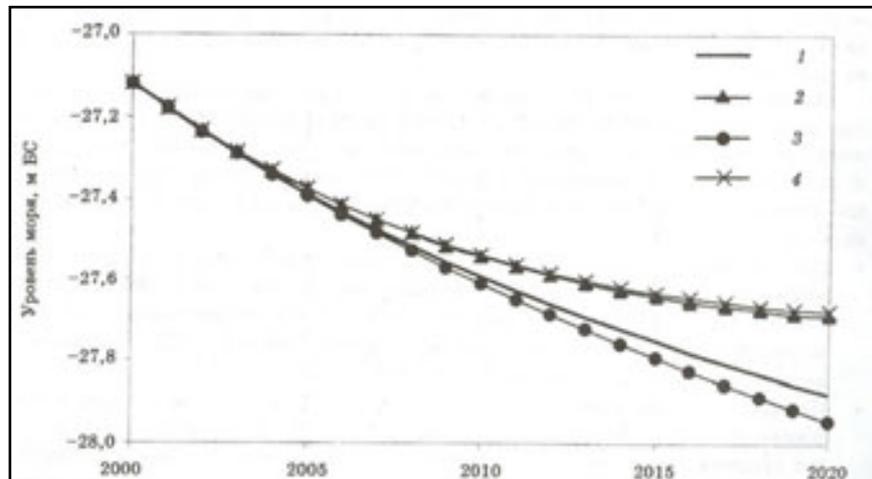


Рисунок. 5.6. Условное математическое ожидание уровня Каспийского моря при различных климатических сценариях: 1 – стационарный, 2 – HadCMS, 3 – ECHAM4, 4 – CGCM.

Для использованных сценариев климата характерно снижение условного математического ожидания уровня Каспия к 2020 г. Для вероятностного прогноза уровня были получены также значения вероятностей превышения уровнем соответствующих отметок.

В расчетах вариантов будущих изменений уровня моря норма естественного притока к морю (включая подземный, 4 км<sup>3</sup>/год) принималась равной 305 км<sup>3</sup>/год, нормы испарения и осадков равны 960 и 240 мм, соответственно (эффективное испарение равно 720 мм). Техногенное уменьшение суммарного речного притока в море принималось равным 28 км<sup>3</sup>/год. Изменения речного притока к морю к концу расчетного периода, в соответствии с результатами моделирования по модели ГГИ, составили: по сценарию HadCM2 – увеличение на 24 км<sup>3</sup>/год, по сценарию ECHAM4 – увеличение на 13 км<sup>3</sup>/год, в по сценарию CGM1 – увеличение на 25 км<sup>3</sup>/год.

Во всех трех случаях, приведенных на рис. 5.7 графики условного математического ожидания уровня представляют собой монотонно убывающую функцию.

Авторы исследования отмечают, что «... для всех рассмотренных сценариев вероятность превышения отметки -26,0 м в ближайшие 20 лет (на 2020 г.) составляет менее 1%» [Шикломанов и др., 2003]. Вычисления для всех сценариев проводились по уравнению водного баланса моря. Это уравнение, по существу, представляет собой математическую модель колебаний уровня. В этом смысле, результаты, полученные в ГГИ, принципиально отличаются от результатов, полученных с использованием корреляционных зависимостей между уровнем и процессами-предикторами. Разновидности водно-балансовой модели многолетних колебаний уровня Каспия рассматриваются в следующем разделе.

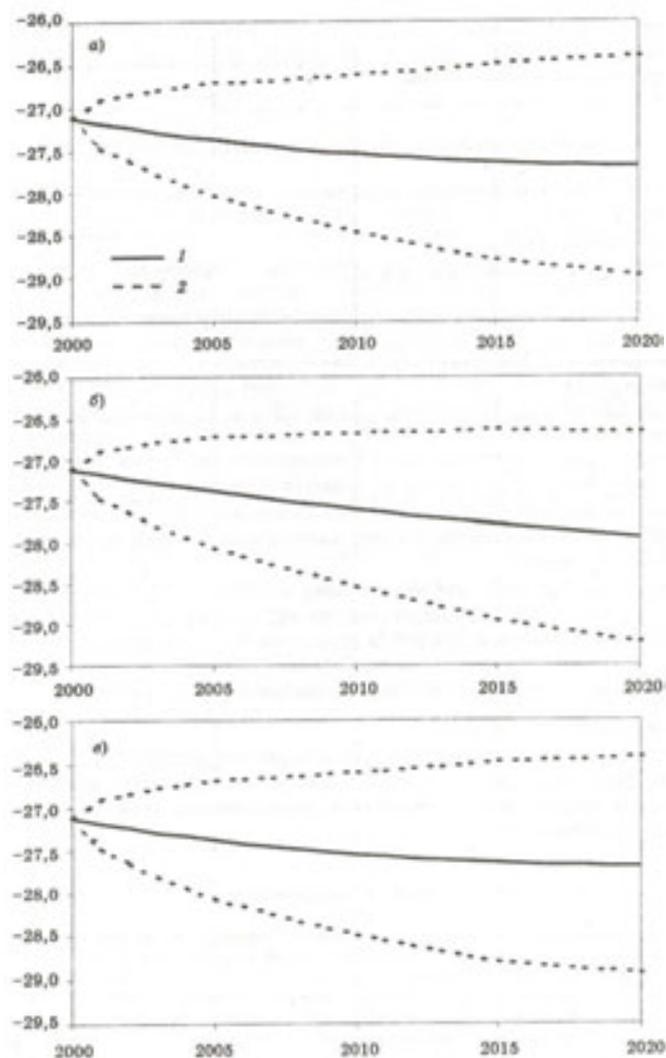


Рисунок. 5.7. Условное математическое ожидание уровня Каспийского моря (1 - сплошная линия) и границы 90%-го доверительного интервала (2 - пунктир) при различных климатических сценариях: а – сценарий HadCM2, б - сценарий ECHAM4, в - сценарий CGM1.

### 5.3. Дискретные динамико-стохастические модели многолетних колебаний уровня Каспийского моря

**Линейная модель.** В данном разделе приведем модель многолетних колебаний уровня Каспия, на основе которой получены важные теоретические соотношения между параметрами основных составляющих водного баланса моря и характеристиками уровня.

Дискретный (по времени  $t$ ) аналог уравнения водного баланса Каспия имеет вид [Фролов, 2003]

$$h_t = \beta h_{t-1} + \beta q_t, \quad (5.1)$$

где  $\beta = 1/(1+\alpha)$ ,  $\alpha = \alpha_1 + \alpha_2$ ,  $\alpha_1 = b \langle v^+ \rangle / a^2$ ,  $\alpha_2 = \lambda / a - b \langle v^- \rangle / a^2$ ,  $q_t = (v_t + \langle v^- \rangle) / a - e_t$ .

Таким образом, в рамках рассматриваемой модели колебания уровня моря описываются разностным негауссовым линейным стохастическим уравнением.

Обозначим  $v_t = (v_t^+ - \langle v^- \rangle) / a$  и так же, как и для непрерывной (дифференциальной) модели, будем считать, что входные процессы описываются взаимно коррелированными процессами авторегрессии,

$$v_t = \rho_v v_{t-1} + n_{v,t}, \quad (5.2)$$

и

$$e_t = \rho_e v_{t-1} + n_{e,t}, \quad (5.3)$$

где  $\rho_v$ ,  $\rho_e$  - коэффициенты автокорреляции притока в озеро и испарения с его поверхности, соответственно,  $n_{v,t}$ ,  $n_{e,t}$  - белые негауссовы шумы с нулевыми средними и дисперсиями  $\sigma_{n,e}^2 = \langle n_e^2 \rangle$  и  $\sigma_{n,v}^2 = \langle n_v^2 \rangle$ . Процессы  $n_{v,t}$ ,  $n_{e,t}$  предполагаются взаимно-коррелированными с коэффициентом корреляции  $\rho_{n,v,e}$ ,

$$\rho_{n,v,e} \sigma_{n,v} \sigma_{n,e} = \langle n_{v,t} n_{e,t} \rangle, \quad (5.4)$$

так, что обеспечивается заданная корреляция между притоком и испарением.

Случай, когда приток и испарение взаимно некоррелированы и имеют одинаковые коэффициенты автокорреляции, детально исследован в монографии [Фролов, 2003].

Положим, что в начальный момент времени  $t = 0$ :  $h = h_0, v = v_0, e = e_0$ . Тогда уравнения (5.1)-(5.3) имеют следующие решения:

$$h_t = \beta^t \left( h_0 + \sum_{k=1}^t \frac{q_k}{\beta^k} \right), \quad t \geq 0, \quad (5.5)$$

$$e_t = \rho_e^t \left( e_0 + \sum_{k=1}^t \frac{n_{e,t}}{\rho_e^k} \right) \quad (5.6)$$

$$v_t = \rho_v^t \left( v_0 + \sum_{k=1}^t \frac{n_{v,t}}{\rho_v^k} \right), \quad (5.7)$$

Условное математическое ожидание уровня  $\langle h(t) \rangle$  имеет вид

$$\langle h_t \rangle = \beta^t h_0 + \beta \rho_v \frac{v_0}{a} \frac{\beta^t - \rho_v^t}{\beta - \rho_v} - \beta \rho_e e_0 \frac{\beta^t - \rho_e^t}{\beta - \rho_e} \quad (5.8)$$

Используя решения (5.5)-(5.7), так же, как для дифференциальной модели, можно найти формулы, связывающие статистические характеристики уровня и статистические параметры входных процессов. Эти формулы оказываются существенно более громоздкими по сравнению с вышеприведенными, поэтому ограничимся, выражением для ковариационной функции уровня  $R_{t,t'}^h$ ,

$$R_{t,t'}^h = \beta^2 \left\{ \frac{\sigma_{n,v}^2}{a^2(1-\rho_v^2)} [P(\rho_v) - Q(\rho_v)] + \frac{\sigma_{n,e}^2}{1-\rho_e^2} [P(\rho_e) - Q(\rho_e)] - \frac{\rho_{n,v,e} \sigma_{n,v} \sigma_{n,e}}{a(1-\rho_v \rho_e)} [P(\rho_e) + P(\rho_v) - Q(\rho_v, \rho_e) - Q(\rho_e, \rho_v)] \right\}, \quad (5.9)$$

где

$$P_{t,t'}(\rho) = \frac{1}{(\rho - \beta)(1 - \rho\beta)(1 - \beta^2)} \left\{ (1 - \beta^2) \rho^{|t'-t|+1} - (1 - \rho^2) (\beta^{|t'-t|+1} - \beta^{t'+t+1}) \right\} + (1 - \beta^2) \rho \beta^{t+t'} - \rho (1 - \beta^2) (\rho^t \beta^{t'} + \rho^{t'} \beta^t),$$

$$Q_{t,t'}(\rho) = \frac{(\rho^{t'} - \beta^{t'}) (\rho^t - \beta^t)}{\left(1 - \frac{\beta}{\rho}\right)^2}, \quad Q_{t,t'}(\rho_1, \rho_2) = \frac{(\rho_2^{t'} - \beta^{t'}) (\rho_1^t - \beta^t)}{\left(1 - \frac{\beta}{\rho_1}\right) \left(1 - \frac{\beta}{\rho_2}\right)}, \quad Q(\rho) = Q(\rho, \rho).$$

При  $t = t'$  формула (5.9) дает выражение для условной дисперсии уровня.

В стационарном режиме ( $t, t' \rightarrow \infty, t' - t = \tau$ )

$$P_{t,t'}(\rho) \rightarrow P_\tau(\rho) = \frac{1}{(\rho - \beta)(1 - \rho\beta)(1 - \beta^2)} \left\{ (1 - \beta^2)^{|\tau|+1} - (1 - \rho^2) \beta^{|\tau|+1} \right\},$$

$$Q_{t,t'}(\rho) \rightarrow Q_\tau(\rho) = 0.$$

Поэтому в установившемся режиме ковариационная функция колебаний уровня равна

$$R_\tau^h = \frac{\beta^2}{1 - \beta^2} \left\{ \frac{\sigma_{n,v}^2 \left[ (1 - \beta^2) \rho_v^{|\tau|+1} - (1 - \rho_v^2) \beta^{|\tau|+1} \right]}{a^2 (1 - \rho_v^2) (\rho_v - \beta) (1 - \rho_v \beta)} + \frac{\sigma_{n,e}^2 \left[ (1 - \beta^2) \rho_e^{|\tau|+1} - (1 - \rho_e^2) \beta^{|\tau|+1} \right]}{(1 - \rho_e^2) (\rho_e - \beta) (1 - \rho_e \beta)} - \frac{\rho_{n,v,e} \sigma_{n,e} \sigma_{n,v}}{a(1 - \rho_v \rho_e)} \left[ \frac{(1 - \beta^2) \rho_e^{|\tau|+1} - (1 - \rho_e^2) \beta^{|\tau|+1}}{(1 - \rho_e^2) (\rho_e - \beta) (1 - \rho_e \beta)} + \frac{(1 - \beta^2) \rho_v^{|\tau|+1}}{(1 - \rho_v^2) (\rho_v - \beta) (1 - \rho_v \beta)} \right] \beta^{|\tau|+1} \right\}$$

а дисперсия (безусловная):

$$\sigma_h^2 = \frac{\beta^2}{1-\beta^2} \left\{ \frac{\sigma_{n,v}^2(1+\beta\rho_v)}{a^2(1-\rho_v^2)(1-\beta\rho_v)} + \frac{\sigma_{n,e}^2(1+\beta\rho_e)}{(1-\rho_e^2)(1-\beta\rho_e)} - \frac{\rho_{n,v,e}\sigma_{n,v}\sigma_{n,e}}{a(1-\rho_v\rho_e)} \left( \frac{1+\beta\rho_e}{a(1-\rho_e^2)(1-\beta\rho_e)} + \frac{1+\beta\rho_v}{(1-\rho_v^2)(1-\beta\rho_e)} \right) \right\}. \quad (5.10)$$

Модель (5.1)-(5.3) описывает колебания уровня проточного озера компонентой трехмерного марковского процесса. Условное математическое ожидание уровня представляет собой линейную комбинацию степенных функций; его значение зависит от начальных значений уровня, притока в водоем и испарения с его поверхности. Временной ход условного математического ожидания, в общем случае, существенно отличается от монотонной зависимости - оно может иметь экстремумы. По сравнению с ранее разработанными линейными моделями, модель (5.1)-(5.3) являются более общими вследствие двумерной размерности входного процесса и учета негауссовости взаимнокоррелированных компонент этого процесса.

Это достаточно простая модель, отвечающая стационарным процессам многолетних колебаний речного притока к морю и эффективного испарения с его поверхности, дает возможность для полезных выводов. Линейность модели позволяет получить точные аналитические выражения, связывающие параметры входных процессов и характеристик уровня моря.

Анализ выражения (5.4), показывает, что временной ход условного математического ожидания уровня существенно зависит от параметра инерционности уровня моря  $\alpha$ , (который, в свою очередь зависит параметров морфометрии чаши моря, средней величины притока к морю, средней величины оттока из моря в залив Кара-Богаз-Гол) и параметров гидравлической зависимости оттока в Кара-Богаз-Гол от уровня моря, коэффициентов автокорреляции притока и эффективного испарения. Дисперсия уровня (5.10) зависит, в дополнение к перечисленным параметрам, от дисперсий притока и эффективного испарения и коэффициента взаимной корреляции между притоком и эффективным испарением. Отсюда следует вывод, что для прогноза уровня моря необходимо располагать, независимо от способа получения (по климатическим моделям или иным образом) всеми перечисленными параметрами для стационарных климатических условий; для нестационарного климата необходимо дополнительное задание трендов (в средних величинах и /или более высоких несмешанных и смешанных моментов распределения процессов речного притока к морю и эффективного испарения с его поверхности).

**Нелинейная модель.** Эта модель учитывает, во-первых, переменность параметра инерционности моря, во-вторых, нелинейную зависимость между оттоком из моря в залив Кара-Богаз-Гол и уровнем моря и, в-третьих – не требует линеаризации функции  $F(h)-I$ , где  $F(h)$  – зависимость между площадью зеркала моря и уровнем воды в море. Соответствующее уравнение, описывающее колебания уровня моря, имеет вид:

$$h_t = h_{t-1} + \frac{v_t}{F(h_{t-1})} - e_t - \frac{u_t}{F(h_{t-1})} - \frac{w_t}{F(h_{t-1})}, \quad (5.11)$$

где  $h_t$  - уровень моря,  $v_t$  - суммарный (включая подземный) приток в море,  $e_t$  - эффективное испарение,  $u_t$  - отток в залив Кара-Богаз-Гол,  $w_t$  - безвозвратные изъятия из притока,  $F(h)$  - зависимость площади зеркала моря от уровня воды,  $t$  – время (годы). Речной приток и эффективное испарение рассматриваются как стационарные случайные процессы, в общем случае статистически зависимы. В общем случае, безвозвратные изъятия представляют собой случайный процесс, однако часто считаются постоянными величинами.

Учет нелинейности уравнения водного баланса имеет следствием невозможности точного аналитического решения этого уравнения, в отличие от линейной модели. Поэтому приходится применять численные методы, в данном случае – имитационный метод. Для получения численного решения уравнения (5.11) моделируются ансамбли реализаций процессов притока и испарения с учетом статистической зависимости этих процессов. Таким образом, необходим алгоритм, позволяющий получить необходимые реализации указанных процессов. В качестве такого алгоритма автором предложен следующий метод моделирования векторного негауссова случайного процесса со статистически зависимыми компонентами.

Пусть требуется моделировать  $n$  – мерный вектор  $Y_t$ , компонентами которого являются одномерные Марковские процессы  $y_t^{(i)}$  с известными средними  $\bar{y}^{(i)}$  дисперсиями  $D^{(i)}$  и третьими центральными несмешанными моментами  $\mu_3(i)$  и ковариационной матрицей  $cov(Y, Y^*)$ ,

$$Y_t = \begin{pmatrix} y_t^{(1)} \\ y_t^{(2)} \\ \dots \\ y_t^{(n)} \end{pmatrix}, \quad y_t^{(i)} = r^{(i)} y_{t-1}^{(i)} + w_t^{(i)},$$

$$cov(Y_t, Y_t^*) = \begin{pmatrix} D^{(1)} & r^{(12)} \sqrt{D^{(1)} D^{(2)}} & \dots & r^{(1n)} \sqrt{D^{(1)} D^{(n)}} \\ r^{(21)} \sqrt{D^{(2)} D^{(1)}} & D^{(2)} & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r^{(n1)} \sqrt{D^{(n)} D^{(1)}} & r^{(n2)} \sqrt{D^{(n)} D^{(2)}} & \dots & D^{(n)} \end{pmatrix}, \quad (5.12)$$

где  $r^{(i)}$  - коэффициент автокорреляции  $i$ -ой компоненты вектора  $Y_t$  (одномерного Марковского процесса  $y_t^{(i)}$ ),  $r^{(ij)}$  - коэффициент взаимной корреляции между  $i$ -ой  $j$ -ой компонентами вектора  $Y_t$ ,  $i=1,2,\dots,n$ ,  $i \neq j$ ,  $w_t^{(i)}$  - взаимнокоррелированные белые шумы,  $t$  - время,  $t=1,2,\dots$

Преобразуем  $Y_t$  в вектор  $X_t$  с помощью линейного преобразования,

$$x_t^{(i)} = \frac{y_t^{(i)} - \bar{y}^{(i)}}{\sqrt{D^{(i)}}}, \quad (5.13)$$

тем самым, компоненты вектора  $X_t$  имеют нулевое среднее и единичную дисперсию. При этом третьи центральные несмешанные моменты этих компонент равны

$$\mu_3^{(i)} = \frac{\langle (y_t^{(i)} - \bar{y}^{(i)})^3 \rangle}{(\sqrt{D_y^{(i)}})^3} = \frac{\mu_y^{(i)}}{(\sqrt{D_y^{(i)}})^3}. \quad (5.14)$$

Таким образом, задача сводится к моделированию вектора  $X_t$ . Если вектор  $X_t$  - смоделирован, то, с учетом (5.13) очевидным образом получим исходный вектор  $Y_t$ .

Моделирование  $X_t$  производится по следующему алгоритму.

Основная идея предлагаемого способа, также, как и многих других известных способов - сведение задачи к моделированию некоторого вспомогательного вектора с компонентами, имеющими нулевую авто- и взаимную корреляцию. В нашем случае задача сводится к моделированию вектора  $V_t$ , компонентами которого являются взаимно некоррелированные негауссовы белые шумы. Вектор  $W_t$ , компоненты которого - взаимно коррелированные белые шумы, получим в результате аффинного преобразования вектора  $V_t$ . Матрица такого преобразования  $B$  имеет вид

$$B = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 \\ b_{21} & 1 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & 0 \\ b_{n1} & b_{n2} & \dots & 1 \end{pmatrix}, \quad (5.15)$$

ее детерминант всегда положителен, поэтому коэффициенты этой матрицы однозначно находятся из условий некоррелированности компонент вектора  $V_t$ . Таким образом,

$$X_t = X_{t-1} + BV_t. \quad (5.16)$$

Умножим справа левую и правую части этого равенства на  $X_t^*$  и  $(AX_{t-1} + BV_t)^*$ , соответственно. Проведя статистическое усреднение полученного выражения, получаем

$$\langle BV_t V_t^* B^* \rangle = \langle X_t X_t^* \rangle - \langle AX_{t-1} X_{t-1}^* A^* \rangle. \quad (5.17)$$

Обозначим  $P = \langle BV_t V_t^* B^* \rangle$ ,  $Q = \langle X_t X_t^* \rangle - \langle AX_{t-1} X_{t-1}^* A^* \rangle$ .

Приравнивая элементы этих матриц с одинаковыми индексами, получаем систему уравнений относительно  $b_{ij}$ ,

$$\sum_{k=1}^i b_{jk} b_{ik} D_v^{(k)} = r_{ij} (1 - r_i r_j), \quad (5.18)$$

где  $b_{ii} = 1$ ,  $r_{ii} = 1$ ,  $i = 1, 2, \dots, n$ ;  $i \leq j$ .

Решение этой системы существует и единственно, нахождение решения очевидно, что и будет показано ниже на конкретном примере. Для нахождения третьих центральных несмешанных моментов  $\mu^{(i)}$  компонент вектора  $V_t$  умножим справа левую и правую части равенства  $W_t = BV_t$  на векторы-строки  $W_t^* M$  и  $(BV_t)^* R$ , соответственно,

$$W_t W_t^* M = BV_t (BV_t)^* R, \quad (5.19)$$

где матрицы  $M$  и  $R$  – диагональные,

$$M = \begin{pmatrix} w_t^{(1)} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & w_t^{(2)} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \dots & w_t^{(n)} \end{pmatrix}, \quad R = \begin{pmatrix} b_{11} v_t^{(1)} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & b_{21} v_t^{(1)} + b_{22} v_t^{(2)} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \sum_{j=1}^n b_{nj} v_t^{(j)} \end{pmatrix}$$

Поскольку  $W_t = BV_t$ , то  $M = R$ , так что равенство (5.19) выполняется. Проведя статистическое усреднение левой и правой частей выражения (5.19), для диагональных элементов получаем:

$$\mu_w^{(i)} = \sum_{j=1}^i b_{ij}^3 \mu^{(j)}, \quad i, j = 1, 2, \dots, n.$$

Поскольку значения  $b_{ij}$  и  $\mu_w^{(i)}$  уже известны, последовательно решая уравнения относительно  $\mu^{(i)}$ ,  $i = 1, 2, \dots, n$ , находим значения третьих центральных несмешанных моментов компонент вектора  $V_t$ .

Моделирование векторного процесса  $X_t$  до вторых моментов включительно выполняется без затруднений. Однако моделирование третьего центрального момента может вызвать затруднения из-за отсутствия подходящего генератора случайных (точнее, псевдослучайных чисел). Например, вообще говоря, весьма гибкое распределение  $K$ - $M$  может не существовать для некоторых соотношений коэффициентов вариации и асимметрии. Нами разработан способ, который позволяет моделировать указанный третий момент при любых допустимых значениях коэффициентов вариации и асимметрии.

#### 5.4. Расчет статистических характеристик многолетних колебаний уровня Каспийского моря

Выбор сценария (варианта водного баланса моря). Проведение расчетов параметров уровня режима Каспия должно учитывать характер опасности неблагоприятного воздействия уровня моря – в зависимости от объекта, в качестве лимитирующих отметок уровня моря могут выступать минимальные и максимальные отметки уровня или же некоторый диапазон отметок. Уточнение информации о характере защиты объекта от неблагоприятных воздействий многолетних колебаний уровня моря, т.е. о характере лимитирующих отметках уровня позволяет провести соответствующую корректировку расчетов уровня режима моря. Ранее выполненные расчеты были основаны на выборе многоводного варианта водного баланса моря, для которого безопасная отметка уровня к 2032 г. была определена как -25,1 м с вероятностью превышения 1%. В то же время, в качестве экспертной оценки отметки уровня с такой же вероятностью превышения, была названа отметка -26,0 м.

Заметим, что проведение данного расчета представляется полезным в рамках концепции адаптивного характера расчетов уровня режима Каспийского моря. Предыдущий расчет проводился 5 лет назад. За прошедшее время появились новые данные по величинам безвозвратного водопотребления из речного притока в Каспийское море, что необходимо учесть при расчетах. Поскольку безвозвратные изъятия достигают десятков кубических километров, их величина способна существенно повлиять на результаты. В соответствии с данными, приведенными в статье [Шикломанов, Георгиевский, 2003], безвозвратные изъятия к 2000 г. оцениваются величиной примерно 28 км<sup>3</sup>/год (рис. 5.8).



Рисунок. 5.8. Безвозвратное водопотребление в бассейне Каспийского моря [Шикломанов, Георгиевский, 2003].

В более поздней работе [Демин, 2007] приводятся аналогичные данные (рис. 5.9).

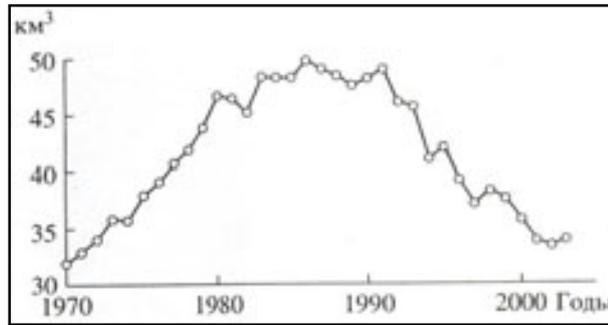


Рисунок. 5.9. Динамика безвозвратного водопотребления с учетом потерь на испарение с поверхности водохранилищ в бассейнах рек Каспийского моря в пределах СНГ [Демин, 2007].

По мнению А.П. Демина, к 2003 г. величина безвозвратных изъятий (с учетом иранских данных, примерно  $9 \text{ км}^3/\text{год}$ ) достигла величины примерно  $43 \text{ км}^3/\text{год}$ , что существенно больше соответствующей величины  $28 \text{ км}^3/\text{год}$ , полученной И.А. Шикломановым и В.Ю. Георгиевским (2003). Некоторая неопределенность, вызванная различием в оценках величины безвозвратных изъятий, побуждает использовать при проведении расчетов уровня режима подход, рекомендованный акад. Г.С. Голицыным при проведении исследований в рамках ФЦП «Каспий» [Голицын и др., 1999]. При таком подходе для расчетов используется величина притока-нетто (т.е. притока, фактически поступающего в море), что позволяет избежать процедуры восстановления «естественного» притока и «наложения» на этот приток безвозвратных изъятий. Принимая за среднюю величину притока-нетто  $290 \text{ км}^3/\text{год}$ , что отвечает данным наблюдений, с учетом данных по безвозвратным изъятиям [Шикломанов, Георгиевский, 2003] и [Демин, 2007], получаем, что средний «естественный» приток оценивается диапазоном  $318\text{-}333 \text{ км}^3/\text{год}$ . По сравнению с ранее рассмотренными сценариями водного баланса, принятый в данном исследовании сценарии можно рассматривать как средний по водности. Средняя величина эффективного испарения принималась  $740 \text{ мм}/\text{год}$ , в соответствии с имеющимся рядом данных.

Статистики расчетного варианта водного баланса Каспия приведены в табл. 5.1.

**Таблица 5.1.**

**Расчетный вариант водного баланса Каспийского моря**

Характеристика	Среднее	$C_v$	Коэффициент автокорреляции
Приток-нетто	$290 \text{ км}^3/\text{год}$	0,16	0,4
Эффективное испарение	$0,74 \text{ м}/\text{год}$	0,11	0,2

Современная зависимость оттока морской воды в залив Кара-Богаз-Гол, построенная в соответствии с данными, предоставленными Д.А. Лавровым (Гидрометеослужба Республики Туркменистан), приведена на рис. 5.10.

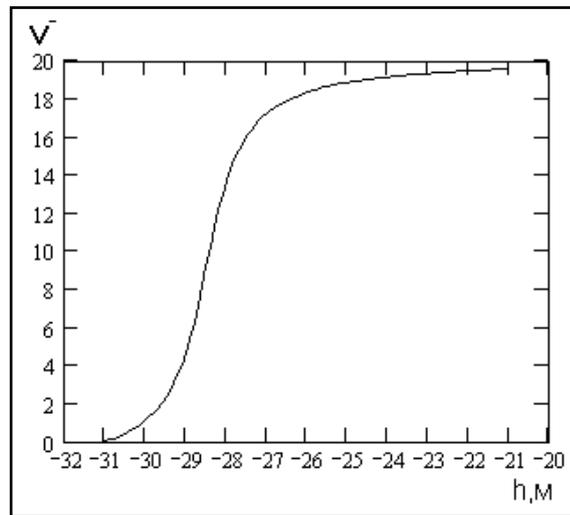


Рисунок. 5.10. Зависимость оттока  $v̄$  в залив Кара-Богаз-Гол от уровня Каспийского моря ( $v̄$  измеряется в км<sup>3</sup>/год, уровень - в м БС).

В соответствии с выше изложенным алгоритмом, был сформирован ансамбль из реализации притока-нетто и эффективного испарения с зеркала моря. Число реализаций - 4000, длина реализации - 40. Результаты расчетов приведены на рис. 5.11.

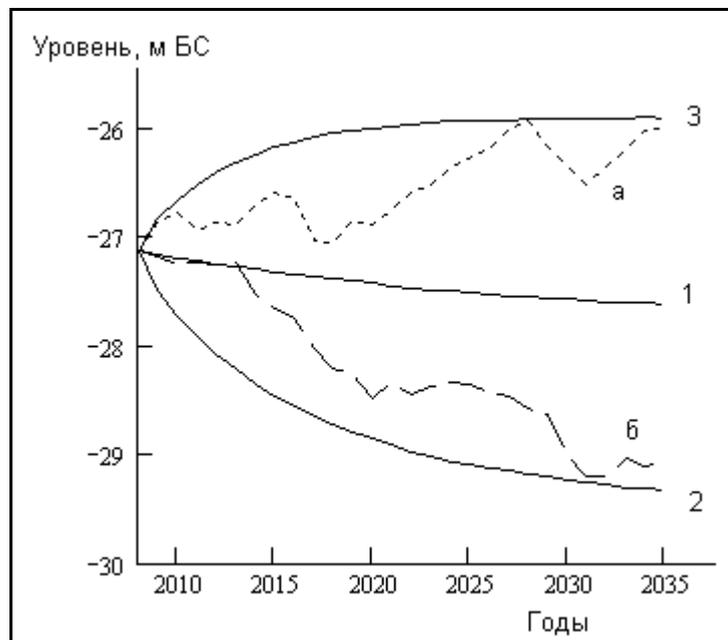


Рисунок. 5.11. Расчет уровня Каспия на перспективу до 2035 г.: 1 – условное математическое ожидание уровня, 2 и 3 границы 98%-го доверительного интервала, а и б – примеры возможного хода уровня (моделированные ряды № 3039 и № 2427).

На рис. 5.11 специально приведены примеры возможного хода уровня на расчетный период с целью избежать возможного взгляда на условное математическое ожидание уровня, имеющего 50%-ю обеспеченность, как на прогнозную кривую. Кроме того, возможность реализаций а и б может интерпретироваться как в некоторой степени учет вероятностным прогнозом возможных климатических флуктуаций на каспийском водосборе. Повышение уровня к концу расчетного периода - реализация а - указывает на «многоводность» этого периода, реализация б отвечает «маловодному» периоду.

Подчеркнем, что вероятностные прогнозы дают отметки уровня моря, отвечающие заданным вероятностям превышения или снижения, но не конкретную кривую хода уровня.

## 6. ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДРЕЙФА ЛЬДА

Для расчета скорости и направления переноса льда использовалась упрощенная формула скорости дрейфа льда, учитывающая факторы действия ветра, течений и характеристик сплоченности льда на дрейф [Богдановский и др., 2009].

Комплексный вектор скорости дрейфа льдины в условиях различной сплоченности имеет вид:

$$\bar{I} = k_e k_{mv} k_{sw} \bar{W} + k_{mc} k_{sc} \bar{C},$$

где  $k_e$  - коэффициент, учитывающий локальные особенности ветрового дрейфа льда;

$k_{mw}$  - коэффициент учета влияния скорости ветра;

$k_{sw}$  - коэффициент учета влияния сплоченности льда на ветровой дрейф льда;

$\bar{W}$  - вектор приводного ветра;

$k_{mc}$  - коэффициент учета влияния скорости подледных течений;

$k_{sc}$  - коэффициент учета влияния сплоченности льда на дрейф льда благодаря течениям;

$\bar{C}$  - вектор подледного морского течения.

Для зоны припайного льда скорость дрейфа принимается равной нулю ( $|\bar{I}| = 0$ ), процессы отрыва или разрушения припайной зоны не рассматриваются. В случаях, когда льдина выходит на границу припайного льда, её дальнейший перенос в сторону берега не происходит. Однако в случае смены направления расчетного дрейфа от припая льдина начинает свое движение вновь.

### 6.1. Влияние ветра на дрейф льда

В общем случае, влияние ветра на дрейф льда носит нелинейный характер и зависит от скорости ветра; характеристик льда (толщина, сплоченность, торосистость); орографических особенностей береговой линии, оказывающей значительное влияние на дрейф в прибрежной зоне. Поэтому при определении коэффициентов ветрового дрейфа необходимо учитывать влияние всех перечисленных факторов, в совокупности определяющих результирующий ветровой дрейф льда.

#### *Влияние локальных особенностей в прибрежной области*

Месторождение Ракушечное и трасса трубопровода расположены достаточно далеко от берега, поэтому в первом приближении можно принять коэффициент  $k_e$  равным 1.

### Влияние силы ветра и сплоченности льда

Для аппроксимации коэффициента учета влияния скорости ветра на дрейф льда использовалась следующая экспоненциальная функция, наиболее близко воспроизводящая зависимость изменения ветрового коэффициента от скорости ветра:

$$k_{mw} = 0,13e^{-0,08|\bar{W}|},$$

где  $|\bar{W}|$  - скорость ветра, м/с.

Согласно полученной функции коэффициент учета влияния скорости ветра ( $k_{mw}$ ) может принимать значения от 0,120 (при ветре силой 1 м/с) до 0,018 (при действии ветра скоростью 25 м/с).

При рассмотрении нестационарного дрейфа необходимо оперировать параметром времени выхода льда в установившийся режим. Для льда толщиной до 1 м дрейф становится стационарным через 1-2 часа. Чем толще лед, тем больше времени нужно для преодоления его инерции и выхода на стационарный режим дрейфа. В случае Северного Каспия можно полагать, что дрейф льда стационарен.

Наибольшее значение коэффициент дрейфа ветра, а также течения имеет при сплоченности льда 4-6 баллов (крупнобитый лед) и уменьшается при уменьшении или увеличении сплоченности. В общем виде кривая зависимости коэффициентов дрейфа ветра и течений имеет вид параболы (рис. 6.1) [Steiner, 2000].

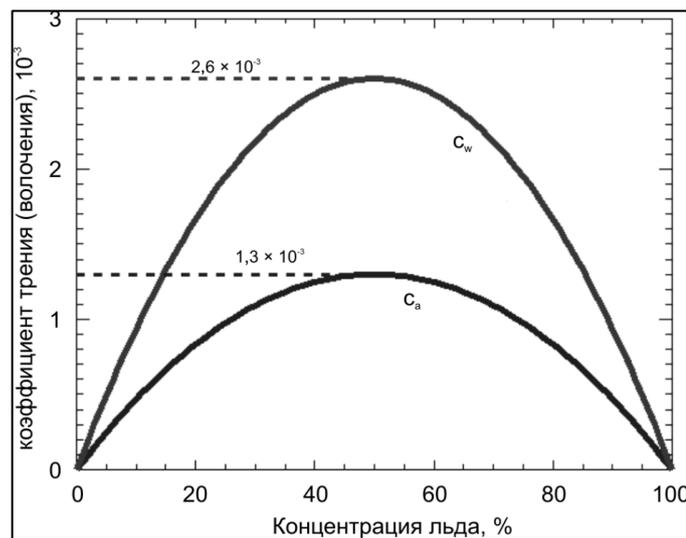


Рисунок 6.1. Квадратичная функция влияния сплоченности на дрейф льда.

$c_a$  - коэффициент трения (волочения) ветра,

$c_w$  - коэффициент трения (волочения) течений).

Таким образом, значения коэффициента, учитывающего влияние сплоченности льда на ветровой дрейф льда ( $k_{sw}$ ), распределены по параболе и принимают величины в пределах от 1,0 до 1,3 с максимумом при сплоченности льда 5 баллов:

$$k_{sw} = -0,012S^2 + 0,12S + 1,$$

где  $S$  — сплоченность льда в баллах от 0 до 10.

### 6.2. Влияние течений на дрейф льда

Несмотря на большие абсолютные значения коэффициента, учитывающего влияние течений на дрейф льда, по сравнению с ветровым коэффициентом, вклад течений в формирование дрейфа льда значительно меньше ввиду небольших скоростей течений по сравнению со скоростями ветра. В связи с этим, в данной работе принимается средняя постоянная величина  $k_{mc}=0,14$ .

Коэффициент, учитывающий влияние течений на дрейф льда, принимает максимальные величины при сплоченности льда 4-6 баллов и имеет вид параболы (рис. 6.1) [Steiner, 2000]. При этом коэффициент, учитывающий влияние сплоченности льда на его дрейф, в зависимости от течений принимает значения от 1 до 1,5:

$$k_{sc} = -0,02S^2 + 0,2S + 1,$$

Для оценки скоростей дрейфа льда в районе месторождения Ракушечное в качестве входных данных использованы ежечасные скорости течений на поверхностном горизонте и скорости ветра за период 1948-2015 гг. Для описания ледовых условий использованы среднесуточные величины сплоченности за тот же период.

### 6.3. Зависимость торосистости от среднегодового уровня моря и скорости ветра

В работе [Бухарицин, 1988] проанализированы материалы ледовых авиаразведок за период 1958-1980 гг. Были получены схемы расположения стамух, гряд торосов и торосистости льдов, образование которых происходило при различном положении уровня моря,

В течение 1974-1980 гг. на Северном Каспии наблюдались одна теплая, и пять умеренных зим. Суровых зим не было. Сравнение полученных схем с аналогичными схемами за предыдущие (1959-1974) годы говорит о том, что изменения в процессах торосения льдов произошли даже при таком сравнительно небольшом (менее 1 метра) падении уровня моря.

Особенно значительные изменения произошли в торосистости ледяного покрова. Вне зоны повышенной торосистости в годы с низкими уровнями она возросла с 0-1 до 2 баллов, а внутри этой зоны — с 2-3 до 5 баллов. Сама эта зона значительно сместилась к югу

и прослеживается в виде полосы шириной 5-15 миль от Астраханского морского рейда до банки Ракушечной по 3-5 метровым изобатам. Отмечено резкое возрастание числа стамух осеннего происхождения на мелководьях вдоль северного и восточного побережий и особенно мощных стамух зимнего происхождения.

Полученные в работе выводы о влиянии объемных колебаний уровня моря на процессы торошения полностью подтверждаются материалами ледовых разведок выполненных в последние годы [Болгов и др., 2007]. Общее повышение уровня моря с 1977 г. уже превысило 2 м. Преобладающая торосистость уменьшилась с 3 до 1-2 баллов, максимальная также снизилась с 5 до 3 баллов.

Зависимость интенсивности торошения льда от уровня моря (табл. 6.1) на протяжении ряда лет успешно используется при составлении прогнозов максимальной торосистости каспийских льдов  $T_{ск}$  в баллах [Бухарицин, 1988; 2001]:

$$T_{ск} = -0,03H + 0,13V,$$

где  $H$  (см) =  $(H_{ср} - 28,00 \text{ м}) * 100$  отклонения среднегодового уровня от -28,00 м выраженное в см,  $V$  – скорость ветра (м/с) за январь-февраль.

**Таблица 6.1. Торосистость ледяного покрова (баллы) в зависимости от среднегодового уровня моря (м) и средней максимальной скорости ветра (м/с) за январь-февраль**

H, м	Скорость ветра, м/с										
	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-27,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,5	0,7	0,8	1,0	1,2
-27,6	0,0	0,0	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3	1,5
-27,7	0,0	0,2	0,4	0,5	0,7	0,9	1,1	1,3	1,4	1,6	1,8
-27,8	0,3	0,5	0,7	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,7	1,9	2,1
-27,9	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3	1,5	1,7	1,9	2,0	2,2	2,4
-28,0	0,9	1,1	1,3	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,3	2,5	2,7
-28,1	1,2	1,4	1,6	1,7	1,9	2,1	2,3	2,5	2,6	2,8	3,0
-28,2	1,5	1,7	1,9	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	2,9	3,1	3,3
-28,3	1,8	2,0	2,2	2,3	2,5	2,7	2,9	3,1	3,2	3,4	3,6
-28,4	2,1	2,3	2,5	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	3,5	3,7	3,9
-28,5	2,4	2,6	2,8	2,9	3,1	3,3	3,5	3,7	3,8	4,0	4,2
-28,6	2,7	2,9	3,1	3,2	3,4	3,6	3,8	4,0	4,1	4,3	4,5
-28,7	3,0	3,2	3,4	3,5	3,7	3,9	4,1	4,3	4,4	4,6	4,8
-28,8	3,3	3,5	3,7	3,8	4,0	4,2	4,4	4,6	4,7	4,9	5,0
-28,9	3,6	3,8	4,0	4,1	4,3	4,5	4,7	4,9	5,0	5,0	5,0
-29,0	3,9	4,1	4,3	4,4	4,6	4,8	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
-29,1	4,2	4,4	4,6	4,7	4,9	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
-29,2	4,5	4,7	4,9	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
-29,3	4,8	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0

Особый интерес представляют данные о характере торошения льда и его изменениях в период катастрофического падения уровня Каспийского моря в тридцатые годы прошлого столетия. В связи с этим процессы торошения рассматривались в два характерных периода:

1. 1927-1940 гг. - период резкого падения уровня моря от отметки минус 26,0 м.абс., составившее в целом около двух метров;

2. 1940-1959 гг. - период сравнительно небольших колебаний уровня моря на фоне его продолжающегося падения. За этот период уровень понизился еще на полметра.

Были изучены все имеющиеся в архивах карты и легенды ледовых авиаразведок за период с 1927 по 1959 гг. Причем все зимы первого и второго периодов разделены, по степени их суровости, на три группы (суровые, умеренные и мягкие).

Влияние колебаний уровня моря на процессы торошения каспийского льда характеризуется изменениями интенсивности взаимодействия дрейфующих льдов с морским дном. В годы с низкими уровнями береговая черта смещается в сторону моря. При этом многочисленные неровности морского дна в северной части моря превращаются в мелководные банки и шалыги, образование которых служит препятствием дрейфующему льду. На глубинах 1-6 м образуется своеобразная зона интенсивного торошения льда, в общих чертах повторяющая конфигурацию изобат, и где наблюдается максимальная для всего Северного Каспия торосистость льда.

Ближе к берегу, на глубинах менее одного метра, торошения льда практически не бывает благодаря прочному береговому припаю. Мористее этой зоны торошение льда также менее интенсивное, т.к. на глубинах более 8 м взаимодействия с дном, как правило, не происходит и лед, свободно плавая, торосится только благодаря столкновениям льдин между собой. В годы высокого стояния уровня Каспийского моря все мелководные банки и шалыги, наоборот, оказываются затопленными, что приводит к существенному снижению интенсивности взаимодействия дрейфующего льда с дном в отмеченных нами районах моря. Зона интенсивного торошения и максимальной торосистости льда перемещается при этом в сторону затопленного берега, преимущественно на глубины 1-6 м.

Результат анализа полученных карт-схем показал, что на Северном Каспии зоны максимальной торосистости льдов, торосы и их гряды, стамухи при всех типах зим располагаются севернее в годы с высокими уровнями, и значительно смещаются на юг в годы с низкими уровнями.

В суровые зимы, при любом положении уровня моря эти зоны располагаются значительно южнее, чем в умеренные и мягкие зимы. Такая же зависимость отмечается и в распределении торосов и стамух. Максимальная торосистость льдов в период 1940-1959 гг. (низкие уровни моря) в мягкие и умеренные зимы составила 1-2 балла, в суровые 3-4 балла.

В период 1927-1940 гг. (высокие уровни моря) при всех типах зим отмечался лед преимущественно ровный, преобладающая торосистость его составила 0 баллов.

Полученные схемы торосистости льдов, расположения торосов и стамух за период 1927-1959 гг. хорошо согласуются с аналогичными схемами за период 1959-1986 гг., что подтверждает полученные ранее выводы о наличии тесной связи между процессами торошения, происходящими в ледяном покрове Северного Каспия, с колебаниями уровня моря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абузяров З. К. Технология прогноза тенденций изменения уровня Каспийского моря на перспективу 6 и 18 лет. В кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Под ред. И.А.Шикломанова и А.С.Васильева. С.-Пб.: Гидрометеоиздат. 2003. с. 351-363.
- 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 изменения 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.: Гидрометеоиздат, 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.
- Богдановский А.А., Рыбалко С.И., Аршинов И.А. Параметрическая модель дрейфа льда для условий восточного шельфа Сахалина. Гидрология моря, Сборник статей РЭА №1, 2009, с. 198-211.
- Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море. Экстремальные гидрологические события, М., Наука, 2007, 380 стр.
- Бухановский А.В., Иванов С.В., Лопатухин Л.И. Подходы, опыт и некоторые результаты исследований волнового климата океанов и морей. Ч. 1: Постановка задачи и входные данные // Вестник СПбГУ. – Серия 7. – Вып. 3. – 2005а.
- 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.
- Бухановский А.В., Лопатухин Л.И., Чернышева Е.С. Подходы, опыт и некоторые результаты исследований волнового климата океанов и морей. Ч. II: Расчет волнения по гидродинамическим моделям, режимные распределения и климатические спектры волн // Вестник СПбГУ. – Серия 7. – Вып. 4. – 2005.
- Бухарицин П.И. Сезонный прогноз торосистости льдов Северного Каспия. Труды Гидрометцентра СССР, 1987, вып. 292, с. 130-135.
- 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.
- Временные локальные технические условия (2010К-2) «Гидрометеорологические, гидрологические, ледовые условия и исходные расчетные данные для проектирования объектов второй очереди обустройства месторождения им. Ю. Корчагина», Москва, 2010.

- Временные локальные технические условия (ВЛТУ-2010С) «Гидрометеорологические, гидрологические, ледовые условия и исходные расчетные данные для проектирования объектов обустройства месторождения сарматское и по трассам трубопроводов внешнего транспорта газа и конденсата», Москва, 2010.
- Гандин Л. С. О применении метода канонических корреляций в метеорологии. Труды Главн. Геофиз. Обсерватории, 1967. Вып. 208, с. 21.
- Гарцман Л.Б. Вероятности гололедно-ветровых и температурных воздействий на ЛЭП. Л., Гидрометеоиздат, 1987, 197 с.
- Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. -Л., Гидрометеоиздат, 1988, 231 с.
- Гидрометеорологические карты Каспийского моря. Изд ГУНиО МО СССР, 1988.
- Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР, т. 2. Каспийское море, вып. 1, 2. Л.; Гидрометеоиздат, 1986. 286 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VI Каспийское море, вып. 1, Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. 359 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VI Каспийское море, вып.2, Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1996. 324 с.
- Глухов В.Г. Обледенение высотных сооружений на равнинной части территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1989, 142 с.
- Глуховский Б.Х. Исследование морского ветрового волнения. Л., Гидрометеоиздат, 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.
- Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество (ежегодное издание).
- 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. Гидрометеоиздат, 256 с.
- Давидан И.Н., Лопатухин Л.И. Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л., «Гидрометеоиздат», 1978, 287 с.
- Данные ЕСИМО, 2014, <http://data.oceaninfo.ru/atlas/Kasp/index.html>.
- 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., Гидрометеоиздат, 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.
- Кашунин К.А., Зильберштейн О.И., Лопатухин Л.И., Бухановский А.В. и др. Инженерно-гидрометеорологические изыскания на трассе североευропейского газопровода // Труды RAO/CIS Offshore 2005. – СПб., 2005.
- 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.
- Лавренов 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: Учеб. пособие. 2-е изд., доп. — СПб.: ВВМ, 2012. — 165 с.
- 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 ВНИ-ИГМИ 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.
- Мещерская А В., Голод М. П. О статистических сверхдолгосрочных прогнозах уровня Каспийского моря с использованием крупномасштабных климатических параметров. В кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Под ред. И.А. Шикломанова и А.С.Васильева. С.-Пб.: Гидрометеиздат. 2003. с. 278-294.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 9, часть 1., Л.: Гидрометеиздат, 1984, 311 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», 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.
- Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб: Гидрометеиздат, 1992. 383с.
- 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 гидрометрическому (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.
- Свод правил СП 38.13330.2012. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Актуализированная редакция СНиП 2.06.04-82\*. М. 2012. 106 с.
- Свод правил СП 20.13330.2011. Нагрузки и воздействия. Актуализированная редакция СНиП 2.01.07-85. М. 2011. 96 с.
- Свод правил. Строительная климатология. Актуализированная редакция СНиП 23-01-99\*. СП 131.13330.2012. М., Госстрой России, 2012, 106 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.

- СНиП 23-01-99. СТРОИТЕЛЬНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ, М., Госстрой России, 2000, 79 с.
- Справочник по климату СССР. выпуск 13, части I-V, Л., Гидрометеиздат, 1966-1968.
- Справочник по климату СССР. выпуск 15, части I-V, Л., Гидрометеиздат, 1966, 1967.
- Справочник по климату СССР. выпуск 18, части I-V, Л., Гидрометеиздат, 1966, 1968.
- Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Под ред. Л. И. Лопатухина, А. В. Бухановского, С. В. Иванова, Е. С. Чернышевой. – СПб.: Российский морской регистр судоходства, 2006.
- 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.
- Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря / Под ред. В.Ф. Полонского, В.Н. Михайлова и С.В. Кирьянова. М.: ГЕОС, 1998. 278с.
- Фролов А.В. Инженерные аспекты проблемы уровня Каспийского моря // Вод. ресурсы. 1994 б № 4. с. 425–430.
- Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.:ГЕОС. 2003. 171 с.
- Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами // Пер. с англ / Под ред. В.Г. Горского. – 1973.
- 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., 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.

- 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.: Гидрометеоиздат. 2003. с. 267-277.
- Эйкхофф П. Основы идентификации систем управления// Пер. с англ.; Под ред. Н.С Райбмана. М. 1975.
- A. J. Condon, J. Veeramony, "The US Navy coastal surge and inundation prediction system (CSIPS): Making forecasts easier," Florida Shore and Beach Preservation Association National Conference on Beach Preservation Technology – Jacksonville, FL February 14, 2013.
- 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.
- B. C. Zachry, C. W. Letchford, D. Zuo, J. L. Schroeder and A. B. Kennedy, "Surface drag coefficient behavior during Hurricane Ike," in 11th Americas Conference on Wind Engineering, San Juan, PR, 2009.
- 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.
- Cateura J., Sanches-Arcilla A., Bolanos R. High resolution wind modeling. Mediterranean extremes.// *Proc. 12 International Congress of the International Maritime Association of the Mediterranean (IMAM 2005)*, Lisboa, Portugal, 26 – 30 September, 2005. – Vol. 2. Published by Taylor & Francis. London/Leiden/New York/Philadelphia/Singapore.
- 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).

- Dickey T. D. Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation system// J. of Marine Systems, Vol. 40-41, 2003.
- E. Jarosz, D. A. Mitchell, D. W. Wang and W. J. Teague, "Bottom-up determination of air-sea momentum exchange under a major tropical cyclone," Science, vol. 315, pp. 1707 - 1709, 2007.
- Eason 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. Geophys. 1991. Vol. 33.
- 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
- Hofmann E. E., Friedrichs M. A. M. Biogeochemical data assimilation// Encyclopedia of Ocean Science Eds: J. H. Steele, S. Thropes, K. Turekian London, 2001
- International Workshop on wave Hindcasting and Forecasting. //Monterrey, California, USA; 2000. Banff, Alberta, Canada; 2002. Oahu, Hawaii, USA, 2004.
- International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting. Monterrey, California, USA; 2000: Banff, Alberta, Canada; 2002; Oahu, Hawaii, USA, 2004.

- ISSC. International Ship Structures Congresses. Reports of Committee 1, Environmental Conditions. 1982. IMO
- J. Amorocho and J. J. DeVries, "A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces," *Journal of Geophysical Research*, vol. 85, no. C1, pp. 433 - 442, 1980.
- J. Moon, I. Ginis, T. Hara and B. Thomas, "A physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact of hurricane intensity predictions," *Monthly Weather Review*, vol. 135, pp. 2869 - 2878, 2007.
- J. R. Garratt, "Review of drag coefficients over oceans and continents," *Monthly Weather Review*, vol. 105, pp. 915 - 929, 1977.
- J. Wu, "Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane," *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, no. C12, pp. 9704 - 9706, 1982.
- 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/
- L. H. Holthuijsen, M. D. Powell, J. D. Pietrzak, "Wind and waves in extreme hurricanes" *Journal of Geophysical Research*, VOL. 117, C09003, doi:10.1029/2012JC007983, 2012.
- Langbein W.B. Annual floods and partial duration flood series. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 30, 1949, vol. 30, N 6, p. 879-881.
- Lin L., Resio D. Improving wind input information for Great Lakes. Wave hindcast study // *Proc. 6th International Workshop on wave Hindcasting and Forecasting*. Monterrey, California, USA, 2000.
- Lin L., Resio D. Improving wind input information for Great Lakes wave hindcast study. *Proc. 6<sup>th</sup> Int. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*. Monterrey, USA, 2000.
- Lionello P., Gunther H., Janssen P. Assimilation of altimeter data in a global third generation wave model. ECMWF Techn. Rep. N 67, 1992// <http://www.ecmwf.int>
- Lopatoukhin L.J., Boukhanovsky A.V., Chernysheva E. S., Ivanov S.V. Hindcasting of wind and wave climate of seas around Russia // *8th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*. November 14 – 19, North Shore. Oahu; Hawaii, 2004.

- 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.
- M. A. Donelan, B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, O. B. Brown and E. S. Saltzman, "On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds," *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no. L18306, 2004.
- M. D. Powell, "High wind drag coefficient and sea surface roughness in shallow water," Final Report to the Joint Hurricane Testbed, NOAA HRD-AOML, 2008.
- M. D. Powell, P. J. Vickery and T. A. Reinhold, "Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones," *Nature*, vol. 422, pp. 279 - 283, 2003.
- M. Zijlema, G. P. van Vledder and L. H. Holthuijsen, "Bottom friction and wind drag for wave models," *Coastal Engineering*, vol. 65, pp. 19-26, 2012.
- 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
- Steiner N. Introduction of Variable Drag Coefficients into Sea-Ice Models // In: *Annals of Glaciology*. 2000. №33.
- Stokes G.G. Supplement to a paper on the theory of oscillatory waves. *Math. and Phys. Paper*. Cambridge, 1880, vol. 1. P. 314-382.

- Swail V.R., Ceccaci E.A., Cox A.T. The AES-40 North Atlantic wave reanalysis validation and climate assessment // 6th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting. Monterey, California, 2000.
- 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
- W. G. Large and S. Pond, "Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds," Journal of Physical Oceanography, vol. 11, pp. 324 - 336, 1981.
- WCRP International Conference on Reanalysis// Worekefield Park, nr. Reading, UK. 1999.
- Wu, J, 1982, Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane, J.Geophys.Res.,87, C12, 9704–9706
- Wunsch C. The ocean circulation inverse problem. Cambridge, 1996.
- 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