

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Рыбалко Александра Дмитриевна

**Климатические спектры ветрового волнения
в Черном и Азовском морях**

1.6.17. Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:

кандидат физико-математических наук

Мысленков Станислав Александрович

Москва – 2024

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ. СОВРЕМЕННАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЧЕРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ	8
1.1. Ветровые гравитационные волны	8
1.1.1. Спектральный подход в изучении ветровых волн.....	9
1.1.2. Теория образования и развития ветрового волнения	13
1.2. Основные подходы к анализу спектров ветрового волнения	14
1.2.1. Параметрические спектры	15
1.2.2. Референтные спектры.....	18
1.2.3. Климатические спектры	21
1.3. Физико-географическое описание района исследования	22
1.3.1. Физико-географические особенности Черного моря	23
1.3.2. Физико-географические особенности Азовского моря.....	27
1.4. Ветровое волнение в Черном и Азовском морях	30
1.4.1. Интегральные параметры ветрового волнения в Черном и Азовском морях.....	31
1.4.2. Изученность спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях	40
ГЛАВА 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ	47
2.1. Волновая модель WAWEWATCHIII	48
2.1.1. Общие сведения о модели WAWEWATCHIII	48
2.1.2. Настройки модели WAWEWATCHIII.....	50
2.1.3. Входные данные.....	51
2.1.4. Выходные данные	54
2.2. Волновая модель SWAN	57
2.2.1. Общие сведения о модели SWAN	57
2.2.2. Настройки модели SWAN, входные и выходные данные	59
2.3. Данные измерений параметров ветрового волнения	60
2.3.1. Данные с заякоренных буев	60
2.3.1. Данные спутниковой альтиметрии.....	63
2.4. Методика классификации спектров ветрового волнения.....	63
2.4.1. Общие сведения о классификации и кластерном анализе	64
2.4.2. Кластеризация и классификация спектров ветрового волнения	64
2.5. Методика выделения многопиковых спектров.....	67
ГЛАВА 3. ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МОДЕЛИРОВАНИЯ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ И СПЕКТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ.....	68

3.1 Оценка качества моделирования интегральных параметров	68
3.2. Оценка влияния учета полей течения при моделировании	71
3.3. Оценка качества воспроизведения моделью частотных спектров	74
3.4. Оценка качества моделирования частотно-направленных спектров	79
ГЛАВА 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ЧАСТОТНЫХ СПЕКТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ.	82
4.1. Референтные спектры Черного и Азовского морей	82
4.2. Условия образования некоторых классов на основе численных экспериментов	88
4.3. Классификация спектров на примере отдельных волновых событий.....	95
4.4. Анализ распределения многопиковых спектров в Черном и Азовском морях	104
ГЛАВА 5. СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СПЕКТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЧЕРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ	107
5.1. Сезонная изменчивость повторяемости классов частотных спектров в Черном и Азовском морях	107
5.2. Сезонная изменчивость классов частотных спектров в репрезентативных точках.....	115
5.2.1 Повторяемость классов в точках	117
5.2.2 Повторяемость классов с учетом направления волн.....	120
ГЛАВА 6. ОПИСАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЧЕРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ	126
6.1. Пространственное распределение повторяемости классов в Черном и Азовском морях за 40 лет	126
6.2. Межгодовая повторяемость классов частотных спектров	129
6.2.1. Изменчивость классов в репрезентативных точках	129
6.2.2. Изменчивость классов по пространству	138
6.3. Изменчивость частотных спектров по направлениям	141
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	145
ЛИТЕРАТУРА	147

Введение

Актуальность темы. Информация о ветровом волнении всегда была необходима для безопасной и эффективной хозяйственной деятельности в прибрежной зоне и в открытом море [Бухановский, Лопатухин, 2016]. Кроме того, ветровое волнение является активным компонентом климатической системы, играя критическую роль как в энергетическом и газовом обмене системы океан-атмосфера [Gulev, Hase, 1998; Xu et al., 2021], так и в перемешивании океана [Studholme et al., 2021].

Важной задачей в изучении ветрового волнения Мирового океана является исследование региональных характеристик волнения и их изменчивости в локальных областях с учетом особенностей поля ветра, рельефа дна и геометрии бассейна. Черное и Азовское моря являются внутренними акваториями, интенсивно используемыми в хозяйственной, рекреационной и военно-политической деятельности. Оба моря являются бесприливными полузамкнутыми водоемами, соединенными с другими частями Мирового океана относительно узкими проливами. Несмотря на то, что интегральные параметры ветрового волнения в Черном и Азовском морях хорошо изучены, исследований, посвящённых анализу пространственно-временной изменчивости частотных и частотно-направленных спектров, остается немного.

Спектры ветрового волнения несут в себе наиболее полную информацию о состоянии взволнованной поверхности [Goda, 1999]. Так как в настоящей работе анализируются только спектры ветровых волн, далее они будут называться просто «спектрами». Спектры позволяют получать интегральные параметры волнения (высота, длина, период и т.д.), определять системы волн (собственно ветровые волны и зыбь), а также анализировать частоту основного пика энергии, что необходимо для решения ряда инженерных задач [Goda, 1999]. Например, при одинаковой значительной высоте волн формы спектров могут существенно отличаться в зависимости от продолжительности и силы ветра, стадии развития и затухания волнения, наличия зыби [Ochi, Hubble, 1976].

Цель диссертационной работы — получить климатические спектры на основе классификации и анализа повторяемости классов частотных спектров в Черном и Азовском морях за 38 лет.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. создание базы данных частотных спектров в Черном и Азовском морях за период с 1983 по 2020 гг. на основе расчетов волновой модели WAVEWATCHIII;
2. оценка точности воспроизведения моделью спектров и интегральных параметров ветрового волнения;

3. разработка методики анализа климатических спектров для исследуемых морей на основе классификации;
4. анализ пространственной изменчивости повторяемости различных классов спектров;
5. анализ сезонной и межгодовой изменчивости повторяемости различных классов спектров.

Объектом исследования являются Черное и Азовское моря, **предметом исследования** — климатические спектры в исследуемых акваториях.

Климатический спектр — вероятность появления тех или иных спектров в зависимости от условий волнообразования на определенной акватории за продолжительный период времени. Климатический спектр может быть получен при длительном осреднении спектров, либо на основе типизации или классификации спектров [Лопатухин и др. 2016]. В данной работе климатические спектры определяются как совокупность статистических показателей, описывающих пространственно-временную изменчивость повторяемости классов частотных спектров.

Методология исследования. На основе расчетов волновой модели WAVEWATCHIII [Tolman et al., 2019] была создана база данных частотных спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях за период с 1983 по 2020 гг. на сетке из 14581 узлов и с пространственным разрешением 10–15 км в центральной части Черного моря, 6 км в центральной части Азовского моря и до 1.5 км в прибрежной зоне обоих морей. Дополнительно для проведения численных экспериментов использовалась спектральная волновая модель SWAN.

Разработка классификации для анализа изменчивости спектров выполнена с помощью агломеративного кластерного анализа с использованием евклидова расстояния на основе выборки из частотных спектров в 10 точках Черного и Азовского морей, соответствующих разным режимам ветрового волнения. Были получены 23 референтных спектра, отличающихся друг от друга по значению спектральной энергии пика, частоте основного пика и форме спектра. Определение класса для каждого частотного спектра из всей базы данных за 38 лет осуществлялось по поиску минимального расстояния между спектром, который необходимо классифицировать, и референтными спектрами. Затем был проведен анализ пространственной, сезонной и межгодовой изменчивости полученных классов частотных спектров в исследуемых акваториях.

В данной работе под «высотой волн» подразумевается высота значительных волн, под «спектральной плотностью» — спектральная плотность пика.

Научная новизна и практическая значимость. Впервые частотные спектры ветрового волнения в Черном и Азовском морях исследовались на сетке с высоким пространственным разрешением за продолжительный период с 1983 по 2020 гг. Оценки

точности расчетов модели были выполнены по спутниковым данным и измерениям буев, в том числе по уникальному для рассматриваемого региона продолжительному (около года) ряду данных волномерного буя в районе м. Малый Утриш в северо-восточной части Черного моря.

В работе предложена оригинальная классификация, созданная с учетом особенностей диапазонов частот и энергии ветровых волн в Черном и Азовском морях, которая разделяет имеющиеся в базе данных спектры по частоте основного пика и по величине спектральной плотности. Этот подход позволяет оценить сезонную и межгодовую пространственную изменчивость частотных спектров в исследуемых акваториях.

Полученные данные о пространственно-временной изменчивости частотных спектров могут быть использованы для расчетов, связанных с нагрузкой на различные сооружения, оценкой потока волновой энергии, динамикой разрушения берегов и др. Разработанная методика классификации может применяться для любой акватории.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. На основе кластерного анализа разработана оригинальная методика классификации частотных спектров ветрового волнения для Черного и Азовского морей. Выделено 23 класса, отличающихся по частоте и спектральной плотности основного пика. Методика позволяет статистически описать многообразие спектров на исследуемых акваториях.

2. Повторяемость частотных спектров со средней спектральной плотностью пика $<0.3 \text{ м}^2/\text{Гц}$ составляет от 65% до 90% в Азовском море и от 43% до 85% в Черном море. Повторяемость спектров с наибольшей энергией и низкими частотами (спектральная плотность пика $>10 \text{ м}^2/\text{Гц}$ и частота основного пика $\sim 0.1 \text{ Гц}$) составляет от 0 до 1.5%, больше всего таких спектров наблюдаются на юго-западе Черного моря.

3. Существует выраженная сезонная изменчивость частотных спектров ветрового волнения. В Черном и Азовском морях максимальное количество классов спектров выявлено в феврале, минимальное — в июле. В феврале максимальная спектральная плотность пика в Черном море превышает июльские максимумы в 10 раз, а в Азовском море — в 5 раз. Частоты основного пика зимой ниже, чем в другие сезоны, в обоих морях.

4. В межгодовой изменчивости положительный значимый тренд повторяемости классов с небольшой спектральной плотностью получен для большей части Черного моря. Значимое увеличение классов спектров с низкими частотами и большими значениями спектральных плотностей характерно для северо-восточной части Черного моря. Это свидетельствует о разнонаправленных изменениях ветро-волнового режима в разных районах Азово-Черноморского региона.

Личный вклад автора. Автор диссертации принимала непосредственное участие в создании классификации частотных спектров ветрового волнения для Черного и Азовского морей, а также в выполнении расчетов спектров с использованием волновой модели. Лично автор проводила оценку качества расчетов модели по спутниковым данным и измерениям волномерных буев, анализировала изменчивость частотных спектров в исследуемых акваториях и визуализировала полученные результаты.

Публикации соискателя по теме диссертации и апробация работы. Основные идеи и положения диссертации изложены в 6 научных работах автора, опубликованных в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ.016.2 по специальности 1.6.17. Океанология, а также в 6 тезисах и докладах на конференциях.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы из 189 источников. Работа изложена на 162 страницах текста. В ней содержится 106 рисунков и 10 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю к.ф.-м.н. С.А. Мысленкову за плодотворную работу и помощь в написании диссертации. Автор благодарит к.г.н. В.С. Архипкина за помощь с методологией и обсуждение работы, а также д.ф.-м.н. С.И. Бадулина за научные консультации. Автор выражает благодарность академику С.А. Добролюбову, коллективу кафедры океанологии Географического факультета МГУ и соавторам за всестороннюю помощь, советы и важные замечания. Автор выражает благодарность своему первому научному руководителю к.ф.- м.н. С.В. Станичному за бесценные знания и неоценимую помощь на разных этапах становления в науке.

Глава 1. Ветровое волнение. Современная изученность ветрового волнения в Черном и Азовском морях

Ветровое волнение — это физический процесс, который подчиняется основным законам механики жидкости и является колебательным. Сложность этого процесса обусловлена преимущественно турбулентной структурой и случайностью значений направления и скорости ветра над морем. Наиболее значимыми факторами волнообразования для ветровых волн являются скорость ветра, продолжительность его действия по времени и разгон. В условиях мелкой воды на параметры волнения влияет также глубина. Ветровые волны, будучи гравитационными, зависят также от плотности воздуха и воды, а также ускорения свободного падения [Лопатухин, 2012].

Ветровое волнение хорошо изучено в Черном и Азовском морях. Основными темами исследований являются режимные характеристики ветрового волнения, штормовое волнение, взаимодействие волн и других гидродинамических и литодинамических процессов, прикладные исследования ветрового волнения для решения инженерно-технических задач [Гиппиус, 2018]. Особенностью исследований в рассматриваемых акваториях является наличие продолжительных рядов данных инструментальных наблюдений лишь для некоторых точек, поэтому в преобладающем большинстве случаев характеристики волнения исследуются на основе моделирования или спутниковых данных.

1.1. Ветровые гравитационные волны

В данной работе рассматриваются поверхностные ветровые гравитационные волны. Этот тип волновых движений вызывается касательным напряжением ветра на поверхность раздела вода-воздух [Деев, 2017].

Ветровые волны имеют следующие особенности [Боуден, 1988]:

- период составляет от 1 до 30 секунд;
- на глубокой воде их влияние ограничено относительно тонким слоем;
- вертикальные и горизонтальные амплитуды колебаний частиц воды сравнимы по величине;
- вертикальные ускорения велики и сравнимы с ускорением силы тяжести;
- вертикальные и горизонтальные ускорения велики по сравнению с геострофическим ускорением.

1.1.1 Спектральный подход в изучении ветровых волн

В реальных морских условиях в области действия ветра наблюдаются различные по длине и периоду волны с изменчивыми впадинами и гребнями, распространяющиеся в разных направлениях. Морскую поверхность можно представить в виде суммы синусоидальных волн различной амплитуды, частоты и направлений распространения (рис. 1.1) [Лопатухин, 2012]. Совокупность этих волн обладает некоторыми вероятностными свойствами. Поэтому реальное волнение можно отнести к вероятностным гидродинамическим процессам [Кондрин, 2004]. Возвышения взволнованной поверхности в точке могут быть записаны как:

$$\zeta = \sum_{i=1}^{\infty} a_i \cos(k_i x - \omega_i t + \varepsilon_i), \quad (1.1)$$

где a — амплитуда волны, ω — частота, k — волновое число, x — горизонтальная координата, t — время, ε_i — начальная фаза, в общем случае, не равная нулю [Лопатухин, 2012]. Трехмерный характер ветровых волн можно отразить, складывая плоские прогрессивные волны, распространяющиеся в разных направлениях.

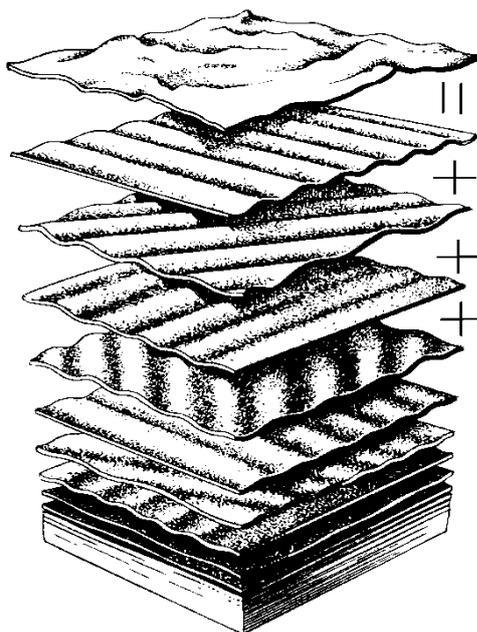


Рисунок 1.1. Схема образования реальной взволнованной поверхности [Лопатухин, 2012].

Энергия каждой составляющей (для волн малой амплитуды) может быть описана выражением [Боуден, 1988]:

$$E_i = \frac{1}{2} g \rho a_i^2, \quad (1.2)$$

где ρ — плотность среды.

Полная энергия любого числа наложенных друг на друга волновых цугов равна сумме энергии отдельных компонентов. Приходящая на единицу площади энергия всех волновых цугов с угловыми частотами от σ до $\sigma + d\sigma$, распространяющихся в интервале углов между θ и $\theta + d\theta$, называется двумерным или частотно-направленным спектром $E(\sigma, \theta)$ и визуально может быть представлена, как показано на рис. 1.2.

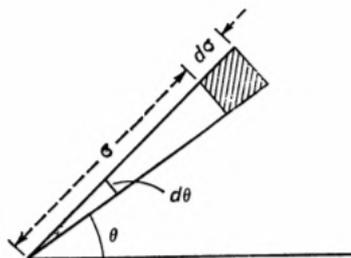


Рисунок 1.2. Определение двумерного энергетического спектра волнения как функции угловой частоты σ и направления распространения θ [Боуден, 1988].

Спектральная плотность по всему энергетическому спектру получается путем интегрирования $E(\sigma, \theta)$ по всем значениям θ при заданном значении σ :

$$E(\sigma) = \int_0^{2\pi} E(\sigma, \theta) d\theta. \quad (1.3)$$

Пример двумерного энергетического спектра, полученного по данным измерений в Северной Атлантике представлен на рис. 1.3. На примере максимальное значение спектральной плотности соответствует волнам с частотой примерно 0,07 Гц, распространяющимся в юго-восточном направлении.

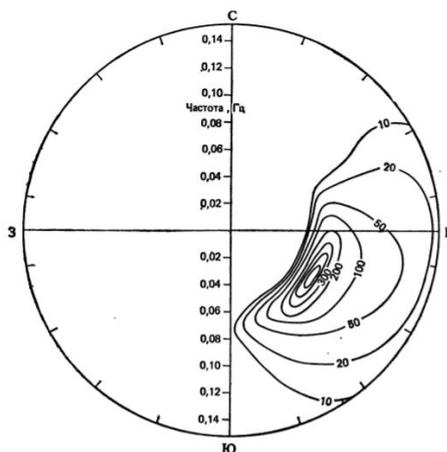


Рисунок 1.3. Двумерный энергетический спектр волнения по данным с буя [Боуден, 1988].

В случае, если направления не рассматриваются, говорят о частотном спектре (или одномерном энергетическом спектре) $E(\sigma)$, который можно изобразить как функцию σ (рис. 1.4).

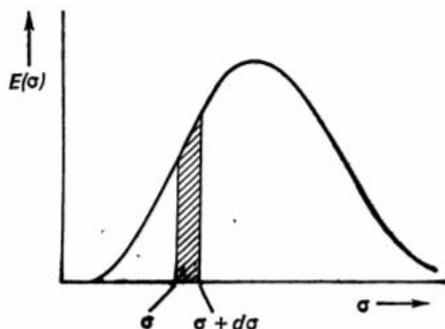


Рисунок 1.4. Энергетический спектр волн как функция угловой частоты σ [Боуден, 1988].

Полная энергия волнового поля по всему спектру получается путем суммирования отдельных компонент:

$$E = \int_0^{\infty} E(\sigma) d\sigma = \frac{1}{2} g \rho \sum_{n=1}^{\infty} a_n^2. \quad (1.4)$$

То есть приходящая на единицу площади полная энергия всех присутствующих волновых цугов пропорциональна сумме квадратов их амплитуд.

Нерегулярный характер реального морского волнения позволяет допустить, что в интервале углов от 0 до 2π фаза каждой гармонической составляющей волнения равновероятна, т.е. принимается равномерное распределение фазовых углов. Тем самым в спектральное описание морского волнения вносится элемент теории вероятности. Введение вероятностного элемента делает описание реального морского волнения с помощью спектрального метода весьма удобным, потому что позволяет установить количественные зависимости между спектральными и статистическими характеристиками волнения. Для получения таких зависимостей используются понятия моментов энергетического спектра. Моментом порядка r частотного спектра $S(\sigma)$ называют величину [Лопатухин, 2012]:

$$m_r = \int_0^{\infty} E(\sigma) \sigma^r d\sigma, \quad (1.5)$$

где $r \geq 0$.

Таким образом можно получить, например, среднюю (\bar{H}) высоту волн:

$$\bar{H} = \sqrt{2\pi m_0}, \quad (1.6)$$

Высоту значительных волн (H_s):

$$H_s = 4\sqrt{m_0}, \quad (1.7)$$

Средний период волн:

$$T_{m0} = \frac{m_0}{m_1}, \quad (1.8)$$

и др.

Высота значительных волн (H_s , «significant wave height») определяется как средняя высота из одной трети наибольших наблюдаемых волн (рис. 1.5). Значимая высота волн примерно соответствует высоте преобладающих волн, определяемых при визуальных наблюдениях с судов [Casas Prat, 2008]. Обеспеченность таких волн равна примерно 13 % [Лопатухин, 2012].

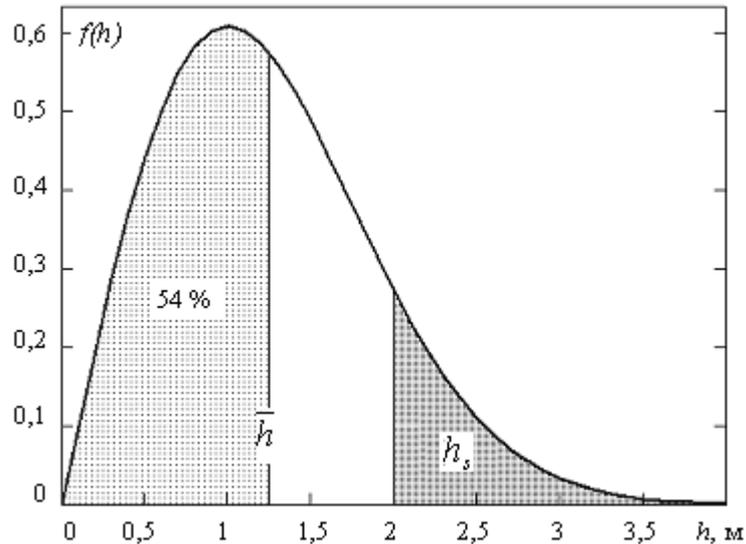


Рисунок 1.5. Распределение высот волн [Лопатухин, 2012].

Общая энергия всех спектральных составляющих m_0 равна [Боуден, 1988]:

$$m_0 \int_0^{\infty} E(\sigma) d\sigma. \quad (1.9)$$

Статистические характеристики видимых элементов волн и энергетический спектр связаны простыми соотношениями [Боуден, 1988]. Спектральный подход является не единственным, но наиболее популярным при анализе и прогнозе ветровых волн.

Эволюция спектра, т.е. изменения плотности волнового действия, связываются с тремя основными механизмами: нелинейными взаимодействиями между гармониками волнового поля, ветровой накачкой и волновой диссипацией [Бадулин, 2019]. Кинетическое уравнение Хассельманна [Hasselmann et al., 1973] для пространственного спектра волнового действия N_k ветрового волнения можно представить в виде:

$$\frac{\partial N_k}{\partial t} + \nabla_k \omega \nabla_x N_k = S_{nl} + S_{in} + S_{diss}, \quad (1.10)$$

где индексы обозначают зависимость от волнового вектора. Член S_{nl} отвечает за четырехволновые резонансные взаимодействия. Член S_{in} описывает генерацию, а S_{diss} – диссипацию волнового действия [Бадулин, 2019].

1.1.2. Теория образования и развития ветрового волнения

Образование и развитие ветровых гравитационных волн является сложным процессом, поэтому до сих пор многое в физике морского волнения не до конца понято [Деев, 2017; Бадулин, 2019].

С момента начала действия ветра над невозмущенной морской поверхностью отдельные волновые компоненты проходят несколько стадий: стадии линейного роста, экспоненциального роста, нелинейного роста, обрушения волны (появление пены, так называемых «барашек») и стадия квазиравновесия (рис. 1.6).

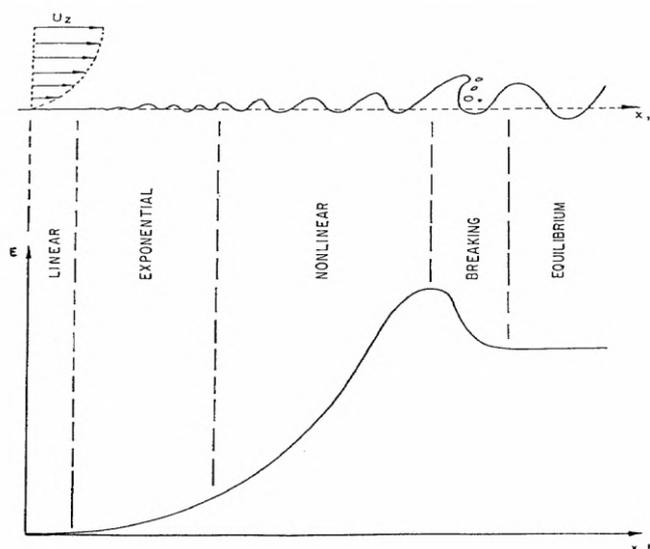


Рисунок 1.6. Развитие ветрового волнения [Abdalla, 1991].

На начальной стадии развития волнения, когда ветер дует над спокойной поверхностью моря, возникают случайно меняющиеся флуктуации давления. Небольшие возмущения на морской поверхности происходят в резонансе с флуктуациями давления, что носит название резонансный механизм Филиппса [Philips, 1957]. Скорость передачи энергии волнам пропорциональна амплитуде флуктуаций давления, но не зависит от высоты волн. При постоянной средней интенсивности флуктуаций энергия волн растет линейно по времени [Боуден, 1988], поэтому эта стадия развития волнения называется линейной.

По мере увеличения волн преобладающим становится механизм неустойчивости, описанный Майлзом [Miles, 1957]. Уже существующие волны возмущают воздушный

поток, который оказывает ответное воздействие на волны, увеличивая их энергию. Скорость, с которой энергия передается, увеличивается пропорционально амплитуде волны. Энергия волн увеличивается экспоненциально по времени при неизменной средней скорости ветра [Боуден, 1988]. Период, когда волна растет с линейной и экспоненциальной скоростью, называется начальной стадией [Chen et al., 1995]. Скорость роста энергии зависит от частоты, поэтому со временем формируется волновой спектр.

Энергия передается не только от ветра к волнам, но и от волн к волнам с разными частотами. При развитии волн доминирующим механизмом становится нелинейное волновое взаимодействие, и спектры стремятся приобрести автомодельную форму («self-similar shape») [Badulin et al., 2007; Бадулин, 2019]. Основная энергия ветра передается компонентам спектра с частотами, немного превышающими доминирующую спектральную частоту (пиковую частоту). Нелинейное взаимодействие перераспределяет эту энергию как в сторону более низких частот («downshift»), где энергия сохраняется, так и в сторону высоких частот, где энергия, как правило, рассеивается за счет обрушения и турбулентности. В результате со временем пик спектральной плотности смещается в область более низких частот. Механизм нелинейных взаимодействий играет роль в поддержании автомодельной формы спектра за счет устранения любой нестабильности в спектре [Badulin et al., 2007; Бадулин, 2019].

При дальнейшем развитии волн происходит их обрушение и формирование пены. Окончательно рост останавливается, когда приток энергии уравнивается потерями, связанными в первую очередь с разрушением волн. Эта стадия называется развитым волнением [Arıkan, 1998].

Ветер генерирует волны, бегущие, как правило, медленнее ветра. Однако по мере роста высоты волн и их длины появляются волны, распространяющиеся быстрее ветра (иногда значительно быстрее [Glazman, 1994]), и потому под действием этого ветра такие волны затухают [Бадулин, 2019].

1.2. Основные подходы к анализу спектров ветрового волнения

Для обеспечения безопасной и эффективной эксплуатации инженерных сооружений, подверженных длительному воздействию морской среды, предпочтительнее изучать волновые спектры, так как информации об интегральных параметрах бывает недостаточно [Mansour, Ertekin, 2003]. При одной и той же значительной высоте волны спектры могут сильно отличаться друг от друга по форме, частоте основного пика и значению спектральной плотности (рис. 1.7).

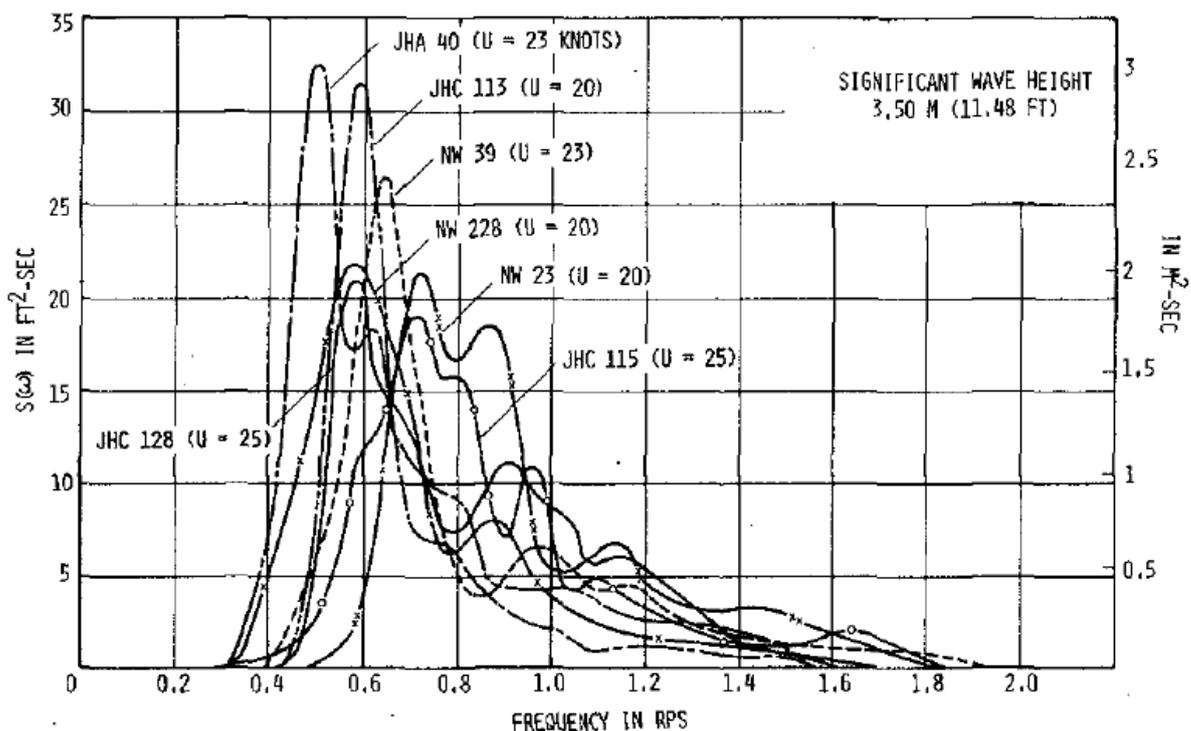


Рисунок 1.7. Примеры измеренных спектров для волн с высотой 3.5 м [Ochi, Hubble, 1976].

Измеренный спектр ветрового волнения в конкретной точке Мирового океана является результатом взаимодействия волновых систем. Под системами волн подразумеваются либо собственно ветровые волны, находящиеся непосредственно под действием ветра, либо волны вышедшие из-под влияния ветра, создавшего их, которые называются зыбью.

1.2.1. Параметрические спектры

Хотя спектры могут иметь различную форму, существует зависимость между определенными ветровыми условиями и формой спектра. Был найден ряд эмпирических выражений, которыми могут быть описаны реальные морские спектры. Эти выражения называются параметрическими спектрами и широко используются для решения прикладных инженерных задач [Chen et al., 1995].

В работе Филлипса [Phillips, 1958] было предложено аппроксимировать высокочастотную часть спектра (хвост), входящую в диапазон частот от $1.5f_p$ до $3f_p$ (f_p – частота пика) выражением:

$$S(f) = 0.0081g^2(2\pi)^{-4}f^{-5}, \quad (1.11)$$

где 0.0081 – константа Филлипса, f – частота, g – гравитационное ускорение.

Существование такой зависимости связано с устойчивостью явления обрушения волн. Справедливость существования модели Филлипса была неоднократно подтверждена на основе анализа измеренных спектров [Rodriguez, Soares, 1999]. На основе реализации модели Филлипса в работе [Бадулин, 2019] была предложена модель диссипации морского волнения как результата баланса нелинейного переноса, связанного со взаимодействием волн и нелинейной диссипацией. Уравнение Филлипса стало основой для большинства дальнейших параметрических моделей спектров [Goda, 1999].

На сегодняшний день существует несколько наиболее известных параметрических моделей спектров, описывающих распределение энергии на основе значений одного или нескольких параметров, например, скорости ветра, высоты и периода волны, параметров, описывающих форму, и т.д. Самыми широко применяемыми являются модели Пирсона-Московица (PM) [Pierson, Moskowitz, 1964; Moskowitz, 1964] и JONSWAP [Hasselmann et al., 1973].

Спектр PM был разработан для условий полностью развитого волнения на основе анализа измерений в Северной Атлантике (рис. 1.8). К уравнению Филлипса был добавлен экспоненциальный член для описания низкочастотной части спектра. В общем виде спектр PM может быть записан как:

$$S(f) = 8.10 \times 10^{-3} g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right), \quad (1.12)$$

где f_p – частота пика, т.е. частота с максимумом спектральной плотности.

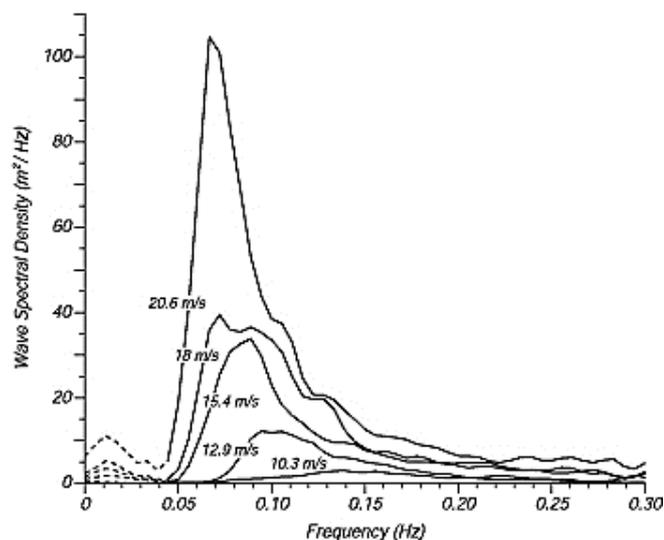


Рисунок 1.8. Спектры полностью развитого волнения при разных скоростях ветра [Moskowitz, 1964].

В 1970 году РМ спектр был переписан в терминах высоты значительных волн и периода:

$$S(f) = 0.257H^2T^{-4}f^{-5}\exp(-1.03(Tf^{-4}), \quad (1.13)$$

где H – высота значительных волн, $T = 1.05/T_p$, T_p – период пика.

Измерения, выполненные в течение проекта «Joint North Sea Wave Observation Project» (JONSWAP), показали, что реальное морское волнение не достигает полностью развитого состояния, при котором бы выполнялось соотношение РМ. В работе [Hasselmann et al., 1973] к соотношению РМ был добавлен еще один параметр, контролирующий форму пика, описывающий спектр при ограниченном разгоне (рис. 1.9).

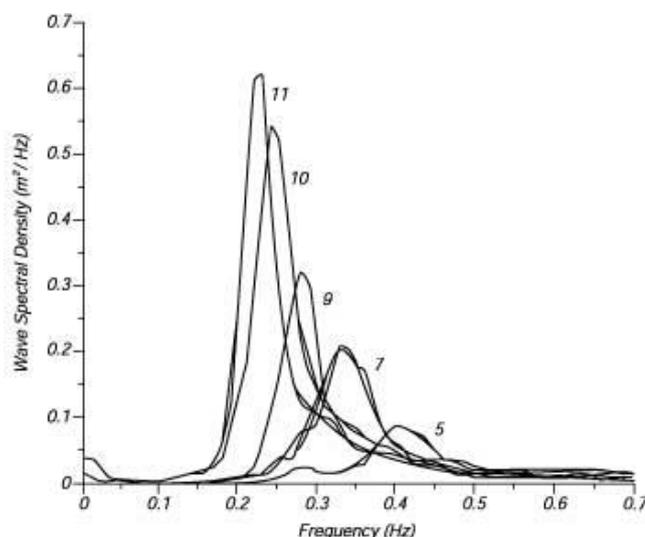


Рисунок 1.9. Спектры развивающегося волнения при разных разгонах [Hasselmann et al., 1973].

$$S(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right] \gamma \exp\left[\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2}\right] \quad \#(1.2.4)$$

$$\sigma = \begin{cases} \sigma_a & \text{для } f < f_p \\ \sigma_b & \text{для } f > f_p \end{cases}, \quad (1.14)$$

где γ – параметр, контролирующий форму пика, в среднем равен 3.3, параметр $\alpha = 0.076\left(\frac{gF}{U_{10}^2}\right)^{-0.22}$, F – длина разгона, U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м, $\sigma_a = 0.07$, $\sigma_b = 0.09$.

В последующих работах были уточнены диапазоны значений параметра γ – от 1 до 20 [Goda, 1999]. В работе [Goda, 1998] спектр JONSWAP был выражен через высоту и период волн.

Высокочастотная часть спектров РМ и JONSWAP пропорциональна f^{-5} , однако дальнейшие исследования показали, что это значение скорее равно f^{-4} [Тоба, 1972]. В [Rodríguez, Soares, 1999] указывается на существование переходной частоты, при которой

затухание меняется от f^{-4} к f^{-5} . Существуют параметрические спектры, учитывающие глубину (TMA Spectrum).

В отличие от собственно ветровых волн, спектры зыби не обладают автомоделной формой [Lucas, Soares, 2015]. Однако исследование натуральных данных показало, что спектры зыби могут быть аппроксимированы JONSWAP спектром при верном подборе значения параметра γ [Goda, 2010].

Описанные выше параметрические спектры являются унимодальными, то есть имеют один пик, и не подходят для описания ситуации, когда на морской поверхности развивается две и более систем волн.

1.2.2. Референтные спектры

Понятие «representative» по отношению к спектрам применяется в научных исследованиях, однако не существует его общепринятого определения [Hamilton, 2010]. С английского языка его можно перевести как репрезентативный или референтный. В некоторых исследованиях используется понятие референтная волна, т.е. волна с определенной высотой и средним (или пиковым) периодом, для которой рассчитывается спектр на основе параметрических зависимостей PM или JONSWAP. Этот подход имеет практическую ценность, однако не учитывает конкретное местоположение и имеет смысл только при наличии одной системы волн [Hamilton, 2010].

В работе [Ochi, Hubble, 1976] для поиска референтных спектров частотные спектры было предложено делить на 2 части (высокочастотную и низкочастотную) и каждую часть описывать через высоту волны, модальную частоту («modal frequency») и параметр, контролирующий форму спектра («sharpness»). Таким образом, каждый частотный спектр описывался 6 параметрами. Исследования проводились на 800 измеренных частотных спектрах, которые были разделены на 10 групп в зависимости от значения 6 параметров. А внутри групп был выделен наиболее вероятный математический спектр, а также 10 дополнительных спектров, которые могут быть обнаружены с вероятностью в 95%. Эти 10 спектров были названы репрезентативными для данной группы с точки зрения авторов. Эта же методика была применена в работе [Hamilton, 1997] для обнаружения наиболее репрезентативного спектра для каждого месяца в прибрежной зоне на северо-западном побережье Австралии. Однако, по мнению авторов работы, предложенные спектры плохо описывали многопиковые спектры и те особенности измеренных спектров, которые обуславливались местоположением измерителя.

В работах [Boukhanovsky et al., 2007; Бухановский и др., 2013] с помощью разработанной классификации исследовались частотно-направленные модельные спектры.

Основой классификации являлось разделение спектра на собственно ветровое волнение и зыбь на основе безразмерного параметра крутизны [Wang, Hwang, 2001]. Спектры были описаны на основе 5 параметров: высоты волны, периода T_{zero} (переход через 0 уровня), параметра формы спектра, пиковой частоты и доминирующего направления волн. В результате все модельные спектры делились на 5 классов: класс собственно ветровых волн; класс волн зыби; 2 класса, характеризующиеся сочетанием ветровых волн и зыби; а также класс с многопиковыми спектрами. Авторы рассматривали как повторяемость классов, так и повторяемость переходов между классами в конкретных акваториях Мирового океана.

В работе [Hamilton, 2010] был предложен принципиально другой подход к поиску репрезентативных частотных спектров для Порт-Хедленда, на северо-западном побережье Австралии. На первом этапе все спектры были сгруппированы в зависимости от высоты волн, хотя, как подчеркивает автор, это не являлось обязательным требованием. Затем спектры кластеризовались. Основным критерием при кластеризации была форма спектра. При этом спектры не проходили предварительной обработки, и предварительные знания о форме спектра, статистических распределениях или других параметрах не использовались. Для частотных спектров с диапазоном высот волн от 0.5 до 1.5 м было выделено 20 кластеров (рис. 1.10).

Основанием для выделения именно этого числа кластеров стал визуальный контроль. Для каждого кластера был найден репрезентативный спектр, как среднее от 1/3 наибольших значений спектральной плотности в частотных интервалах, и определены условия, способствующие формированию спектров в этой группе.

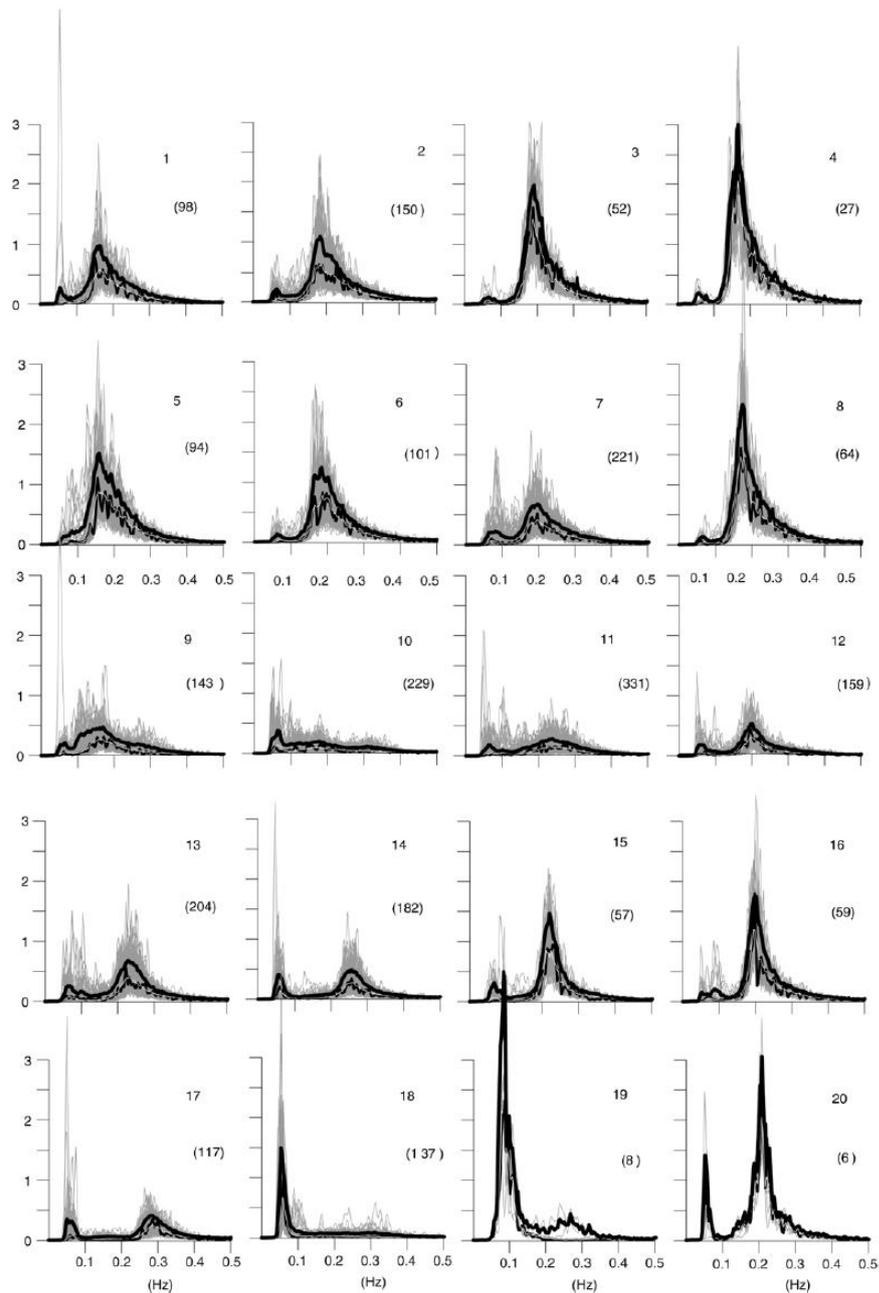


Рисунок 1.10. Двадцать кластеров для диапазона Нс 0.5–1.5 м для Порт-Хедленда за 1992 г. В скобках указано количество спектров в каждом кластере. Отдельные спектры за конкретный срок в каждом кластере показаны серым цветом. Репрезентативный спектр для каждого кластера – толстая черная кривая. Медоид – тонкая черная кривая ниже репрезентативного спектра [Hamilton, 2010].

Таким образом, для описания референтных спектров применяются разные подходы. В настоящей работе также определяются референтные спектры для последующего анализа пространственно-временной изменчивости частотных спектров. Методика описана в главе 2.

1.2.3. Климатические спектры

Волновой климат определяется многолетними значениями параметров состояния моря. Это статистическая характеристика последовательности псевдостационарных волновых условий, которые характеризуются совокупными параметрами значительной высоты волны, среднего (или пикового) периода и среднего направления волн за продолжительный период времени [Лопатухин, 2012; Méndez, Rueda, 2020]. Однако в последние десятилетия возрос интерес к исследованию волнового климата через климатические спектры [Бухановский, Лопатухин, 2016].

Существует несколько подходов для определения климатических спектров. Первый подход заключается в осреднении спектральной плотности по частоте и направлению для годового и сезонного масштабов. Такое определение климатического спектра было впервые предложено в работе [Buckley, 1988]. Этот подход был использован, например, в [Panigrahi, Swain, 2010; Patra et al., 2019]. Надо, однако, отметить, что осреднение спектров имеет свои недостатки. Вероятностная функция распределения спектров не подчиняется нормальному закону распределения, следовательно, при осреднении могут быть получены не совсем адекватные результаты.

Второй подход заключается в классификации спектров и расчете повторяемости полученных классов. Климатические спектры могут классифицироваться на основе непересекающихся интервалов высот и периодов волн, т.е. для выбранного интервала высот и периодов волн усредняются ординаты соответствующих спектров. Эта методология применяется в основном для решения прикладных задач, например, для учета усталостных характеристик объекта, находящегося в течение многих лет в фиксированной точке моря, или оценки общих запасов волновой энергии [Лопатухин, 2012]. Или может применяться генетическая классификация с выделением волн разной природы (собственно ветровые волны и волны зыби) с последующей классификацией наблюдаемых состояний моря в течение анализируемого периода для определения возникновения унимодальных и дифференцированных мультимодальных волновых систем. Этот подход использовался, например, в [Bukhanovsky et al., 2013; Portilla-Yandún et al., 2015].

В работах [Лопатухин, 2012; Bukhanovsky et al., 2013 и др.] классы выделяются в результате статистического обобщения рядов спектра по устойчивым состояниям (однородным условиям волнообразования). Классификация основана на 2-х типах характеристик: количестве волновых систем и их разделении по частоте и направлению.

Классы I, II: однопиковые спектры. Класс I — ветровое волнение, класс II — волны зыби. Разделение между ветровым волнением и зыбью осуществляется по безразмерной крутизне, которая рассчитывается по формуле:

$$\delta = \frac{H_s}{\lambda_p} = \frac{2\pi h}{g\tau_p^2} = \frac{8\pi}{g} \sqrt{m_0 f_p^2}, \quad (1.15)$$

где H_s — значительная высота волны, τ_p — период пика спектра, λ_p — соответствующая ему длина волны, а m_0 — нулевой момент спектра (дисперсия волновой ординаты). Для ветровых волн $\delta > 0.011$, в остальных случаях — зыбь [Лопатухин, 2012].

Классы III, IV: двухпиковые спектры. Класс III — две системы зыби (затухающее локальное волнение и зыбь от дальнего шторма). Класс IV — смешанное волнение (зыбь и развивающееся на ее фоне ветровое волнение).

Класс V: многопиковые спектры. Этот класс определяют сложные волновые поля с двумя или более системами зыби, и ветровым волнением на их фоне.

Авторы показывают, что этими классами может быть охарактеризована любая акватория мирового океана. В то же время повторяемость и вероятность этих классов для каждой акватории свои, что и определяет региональность волнового климата [Лопатухин, 2012]. Особенностью такого подхода является отсутствие определения характерных для акваторий частот основных пиков спектров и значений спектральной плотности, так как все спектры группируются в классы не зависимо от значений этих параметров.

1.3. Физико-географическое описание района исследования

Черное и Азовское моря (рис. 1.11) являются внутренними морями и относятся к бассейну Атлантического океана. Оба моря являются бесприливными, полузамкнутыми водоемами. Они соединены между собой мелководным Керченским проливом, размеры которого составляют 45 км в длину и 4.5 км в ширину, а глубина не превышает 6–8 м [Иванов, Белокопытов, 2011]. Граница Черного и Азовского морей проходит в Керченском проливе по линии между м. Такиль, юго-восточная оконечность Керченского п-ва (45°06' с.ш., 36°27' в.д.), и м. Панагия, юго-западная оконечность Таманского п-ва (45°08' с.ш., 36°38' в.д.) [Иванов, Белокопытов, 2011]. Хотя Черное и Азовское моря имеют водообмен через пролив [Aleskerova, 2017] и ряд схожих черт, они значительно отличаются по ряду физико-географических характеристик.



Рисунок 1.11. Физико-географическая карта Черного и Азовского морей [Интернет-портал Карты ...].

1.3.1. Физико-географические особенности Черного моря

Черное море соединяется с Атлантическим океаном через Мраморное и Средиземное моря проливами Босфор, Дарданеллы и Гибралтар [Лопатухин и др., 2006]. Граница Черного и Мраморного морей проходит в северной части пролива Босфор по линии между м. Румели ($41^{\circ}14'$ с.ш., $29^{\circ}07'$ в.д.) и м. Анадоли ($41^{\circ}13'$ с.ш., $29^{\circ}09'$ в.д.) [Иванов, Белокопытов, 2011]. Значительно вытянутое по широте и суженное по середине Черное море лежит между параллелями $46^{\circ}38'$ и $40^{\circ}54'$ с.ш. и меридианами $27^{\circ}21'$ и $41^{\circ}47'$ в.д. [Добровольский, Залогин, 1982]. В широтном направлении наибольшая протяженность Черного моря составляет 1180 км, а в меридиональном направлении – 615 км. Наиболее «узкое» место – линия от м. Сарыч до м. Керемпе, здесь ширина моря равна 264 км [Иванов, Белокопытов, 2011]. Общая площадь поверхности моря составила 416790 км^2 , объем воды – 535430 км^3 [Авдеев, Белокопытов, 2011]. Береговая линия изрезана незначительно. Преобладают абразионные берега [Добровольский, Залогин, 1982]. Крымский полуостров и северная часть Анатолийского полуострова являются самыми крупными формами рельефа и оказывают влияние на общую циркуляцию моря. В Черном море мало заливов и островов. Самым крупным является о. Змеиный (1.5 км^2).

Черное море считается глубоководным — максимальная глубина составляет по разным данным от 2210 до 2258 м [Иванов, Белокопытов, 2011]. Средняя глубина моря

равна 1284 м. В рельефе дна выделяется шельф, континентальный склон и глубоководная котловина. Шельф занимает около 25% акватории моря. Максимальная площадь шельфа находится в северо-западной части Черного моря (до 16 % от всей акватории). Наиболее узкий шельф расположен вдоль Кавказского, Анатолийского побережья и у Южного берега Крыма. Континентальный склон занимает около 40% акватории и ограничен изобатами 200 и 2000 м. Там, где шельф узкий, континентальный склон достаточно крутой, на отдельных участках до 30–40°, и изрезан подводными долинами и каньонами. Там, где шельф широкий, континентальный склон более пологий. Глубоководная котловина занимает около 35% акватории и представляет собой плоскую аккумулятивную равнину с небольшим наклоном в южном направлении.

Разные климатические классификации относят акваторию моря к разному типу климата [Иванов, Белокопытов, 2011]. В целом, Черное море находится в области перехода от умеренного климата к субтропическому. Согласно зонированию Б.П. Алисова [Большая советская энциклопедия ..., 1973] граница климатического раздела располагается в южной и юго-восточной части Черного моря. Основные черты климата моря формируются под влиянием макроциркуляционных процессов, однако орография и другие местные особенности создают заметные климатические отличия одних районов Черного моря от других. Черное море находится под влиянием Азорского максимума, т.е. постоянного центра действия атмосферы, а также сезонных термических барических образований: зимой Сибирского антициклона и средиземноморской депрессии, летом аравийской депрессии [Иванов, Белокопытов, 2011]. В течение всего года на среднемесячных барических полях область повышенного давления располагается в северной части моря, а область пониженного давления в южной части. Пространственное распределение среднего барического поля имеет две модификации: зимне-весеннюю, когда область пониженного давления располагается над морем, и летне-осеннюю, когда эта область смещается в юго-восточную часть моря. Зимняя модификация является следствием сезонной активизации средиземноморских циклонов, выходящих на Черное море с юга. Летняя модификация связана как с сезонным усилением Азорского максимума, так и с муссонным эффектом [Ефимов и др., 2002; Ефимов, Анисимов, 2011], благодаря которому над западной частью моря развивается область антициклонической завихренности.

Для Черного моря характерны штормовые синоптические ситуации двух типов: 1) возникающие при выходе на акваторию ложбины средиземноморских циклонов с центрами на востоке Средиземного моря и над Малой Азией, 2) возникающие при смещении подвижного циклона с севера Европы в юго-восточном направлении («ныряющий» циклон) или при быстром распространением ложбины циклона от Скандинавии и Балтики на

Восточную Европу и Европейскую часть России с возможным формированием локального глубокого циклона в северной части моря (более редкий тип) [Гиппиус, 2013].

Неоднородности поля скоростей ветра над акваторией определяют распределение атмосферного давления, а неоднородность поля скорости ветра сопровождается возникновением завихренности [Шокурова и др., 2021]. Приводимые в литературе оценки пространственного распределения скорости ветра над Черным морем несколько отличаются друг от друга. Тем не менее, наибольшими значениями отличается западная часть моря (в среднем около 7–8 м/с). Зона слабых ветров характерна для юго-восточной части моря (средние значения ниже 5 м/с). Локальный максимум скорости ветра расположен в северо-восточной части моря к югу от Керченского пролива (7 м/с), согласно [Akrınar et al., 2016] (рис. 1.12).

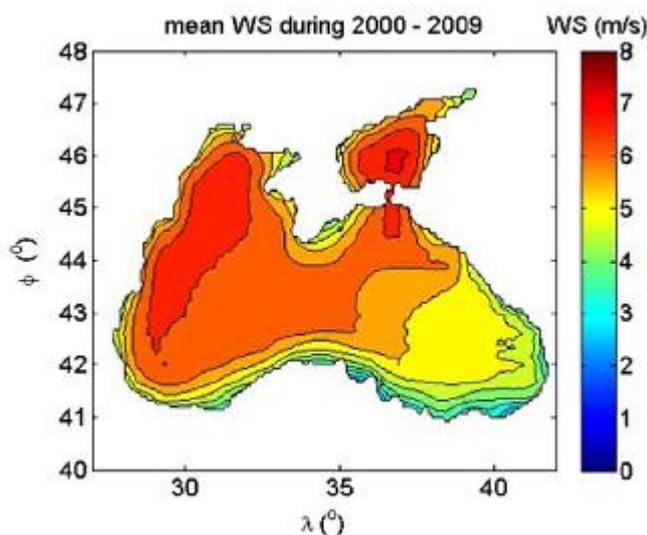


Рисунок 1.12. Средние скорости ветра в Черном море [Akrınar et al., 2016].

Для всего бассейна хорошо выражена сезонная изменчивость, скорость ветра увеличивается от весенне-летнего периода к осенне-зимнему в 1.2–1.5 раза (рис. 1.13). Направление преобладающих ветров в течение большей части года формирует циклоническую циркуляцию [Белокопытов и др., 1998; Репетин, Белокопытов, 2008, 2009; Ефимов и др., 2002; Ефимов, Анисимов, 2011]. Ветры северных направлений преобладают на западе и на севере моря, восточные и юго-восточные ветры характерны для востока и юго-востока моря. Весной и летом в западной части моря под влиянием Азорского максимума увеличивается повторяемость западных, юго-западных и южных ветров [Иванов, Белокопытов, 2011]. На побережье Черного моря направления и скорости ветров также связаны с местными географическими особенностями. Наиболее известный локальный ветер – Новороссийская бора. Кроме того, локальные ветра характерны для

районов у проливов Босфор и Керченского, и в районе г. Туапсе, на юге и западе Крымского полуострова, у некоторых мысов Анатолийского побережья, у Колхидской низменности. Зоны ветровой тени («wind shadow zone») наблюдаются на восточном побережье Турции и западном побережье Крымского полуострова [Kubryakov et al., 2019]. Для прибрежных районов характерна бризовая циркуляция [Лопатухин и др., 2006].

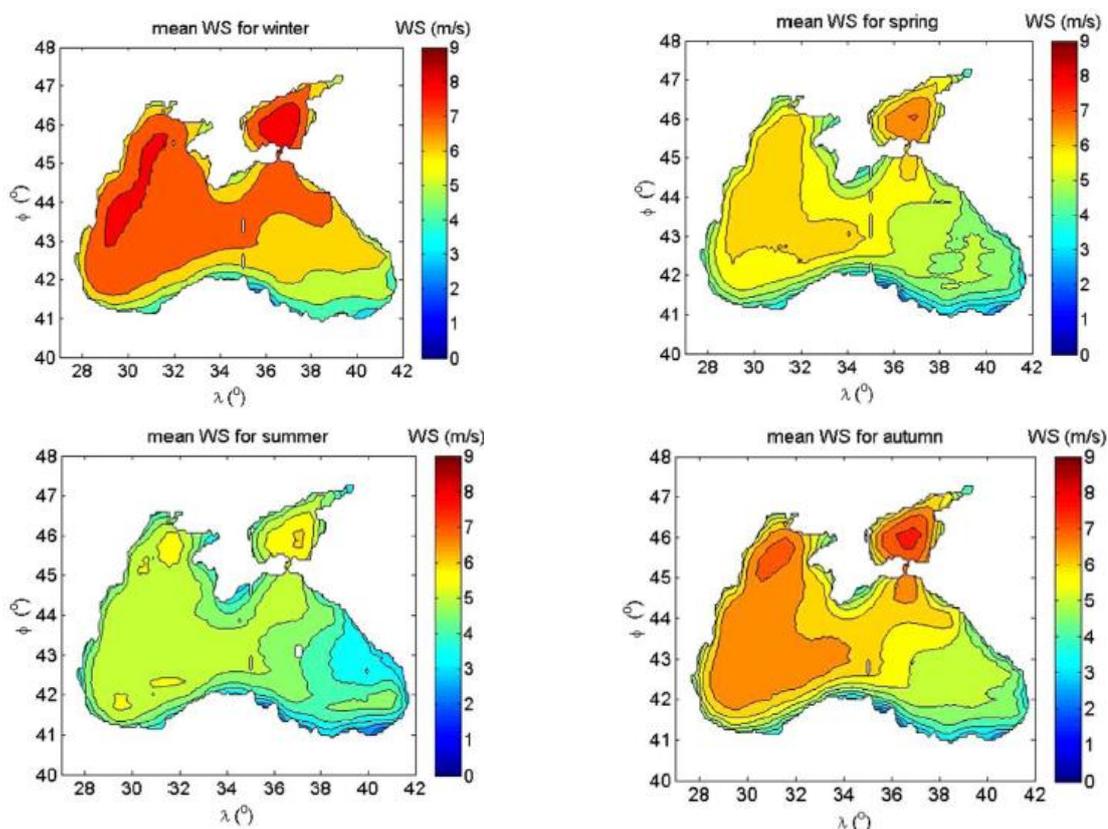


Рисунок 1.13. Средние скорости ветра по сезонам для периода с 1979 по 2009 гг. над Черным и Азовским морями [Акринар et al., 2016].

Основными элементами крупномасштабной циркуляции вод Черного моря являются распространяющееся по периферии моря в циклоническом направлении Основное черноморское течение (ОЧТ), а также западный и восточный циклонические круговороты [Иванов, Белокопытов, 2011] (рис. 1.14). Для прибрежной зоны характерна интенсивная антициклоническая завихренность. В открытом море преобладает слабая циклоническая завихренность [Овчинников, Титов, 1990; Овчинников и др., 1993; Кубряков, Станичный, 2015]. По данным измерений средняя скорость ОЧТ составляет от 30–40 см/с [Богуславский и др., 1995, Титов, 1991] до 40–60 см/с [Иванов и др., 1994]. Западный и восточный циклонические круговороты имеют значительную сезонную изменчивость. Одна из главных форм движения, отвечающая за процессы горизонтального и, отчасти, вертикального перемешивания вод – мезомасштабные вихревые структуры, имеющие

горизонтальные размеры от 10 до 100 км [Zatsepin et al., 2003]. Главной причиной образования вихрей в прибрежной зоне считается меандрирование ОЧТ [Кубряков, Станичный, 2015]. Другой источник вихреобразования – влияние особенностей рельефа дна и конфигурации берегов [Иванов, Белокопытов, 2011].

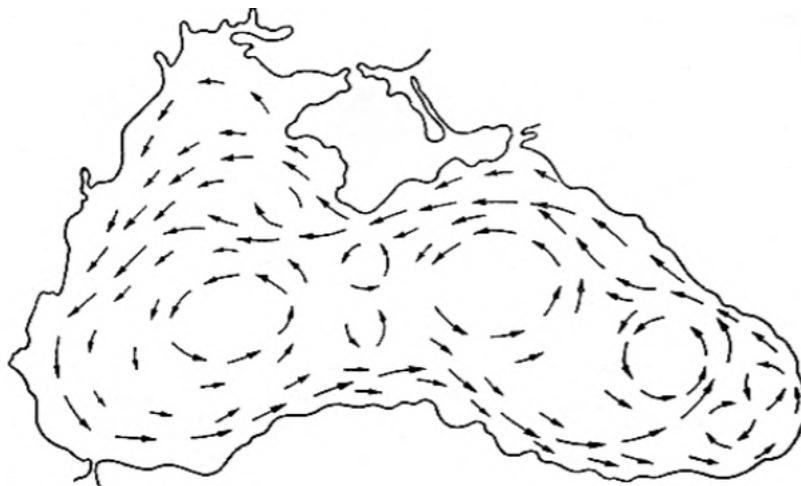


Рисунок 1.14. Схема течений Черного моря [Богатко и др., 1979].

Черное море относится к незамерзающим морям. Чаще всего лед образуется только в отдельных районах северного и северо-западного побережья. В наиболее холодные зимы припай распространяется вдоль западного побережья к югу. В мягкие зимы замерзают только отдельные лиманы, заливы и небольшие бухты. Часто бывают зимы, когда лед не образуется вовсе [Лопатухин и др., 2006].

1.3.2. Физико-географические особенности Азовского моря

Азовское море расположено между параллелями $47^{\circ}17'$ и $45^{\circ}16'$ с.ш. и меридианами $33^{\circ}36'$ и $39^{\circ}21'$ в. д. Площадь моря составляет 39,1 тыс. км², наибольшая глубина составляет 13 м, средняя глубина — около 7.4 м [Добровольский, Залогин, 1982]. Это самое мелководное море в мире. Его объем составляет 320 км³ [Черкесов, Шульга, 2017].

Очертания берега Азовского моря имеют большое количество кос и лиманов и несколько относительно крупных заливов. Самый большой залив, Таганрогский, расположен в северо-восточной части моря и вытянут в направлении устья Дона [Черкесов, Шульга, 2017]. Преобладают абразионные берега, но распространены и аккумулятивные береговые формы. Азовское море имеет относительно простой рельеф дна. Отмелое побережье переходит в ровное и плоское дно. Глубины медленно и плавно увеличиваются по мере удаления от берегов (рис. 1.15). Подводные продолжения кос образуют песчаные мели. Самые большие глубины находятся в центральной части моря [Добровольский, Залогин, 1982]. В нескольких местах равнинная поверхность дна моря нарушается

небольшими локальными поднятиями, которые возвышаются относительно окружающих участков на 3–4 м.

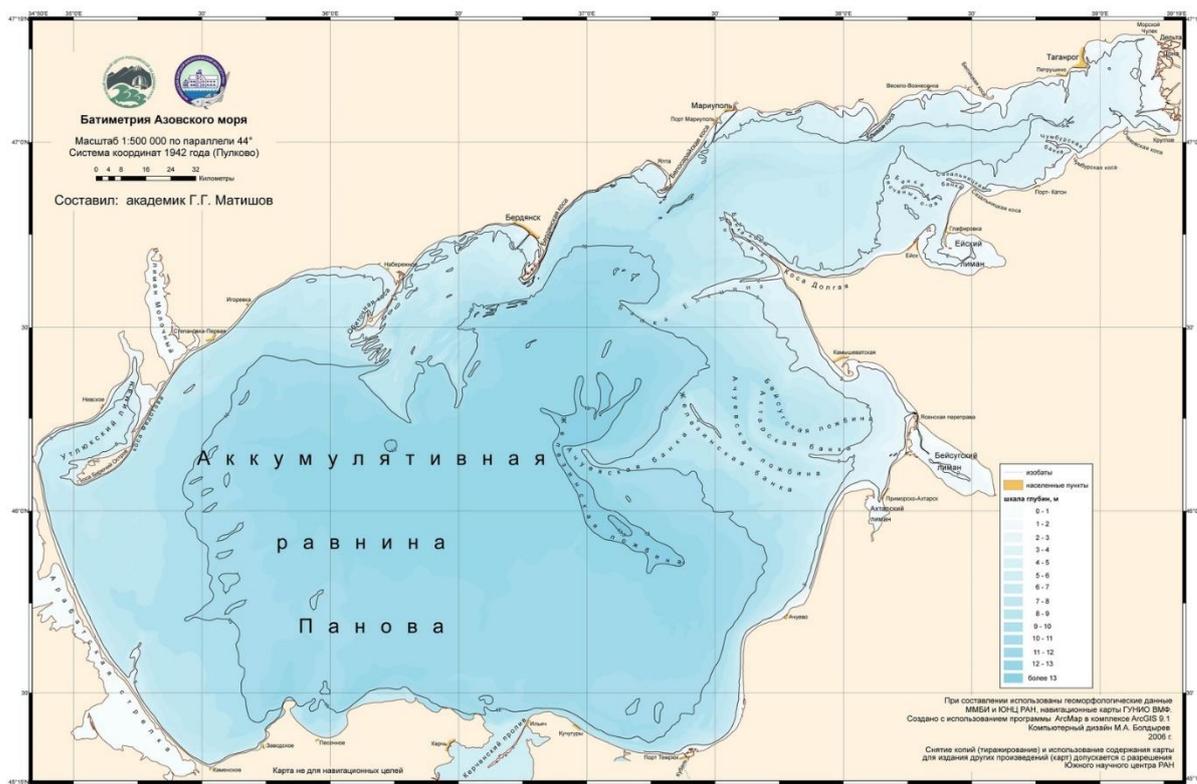


Рисунок 1.15. Батиметрия Азовского моря [Matishov et al., 2023].

Формирование водной массы Азовского моря происходит в результате смешения вод Черного моря, поступающих через Керченский пролив, с осадками и речным стоком. Сток рек демонстрирует многолетнюю изменчивость: естественная составляющая стока реки Кубань в среднем относительно стабильна, с небольшим снижением после 2006 г. Сток Дона имел тенденцию к незначительному увеличению до ~2005 года, с последующим заметным снижением [Мизюк и др., 2019; Григорьев, 2021]. Иногда в море поступают соленые воды озера Сиваш. Большое поступление пресной воды с речным стоком и мелководность моря обуславливают особенности гидрологического режима моря [Черкесов, Шульга, 2017].

Уровень Азовского моря обычно на несколько сантиметров выше уровня Черного моря. Это объясняется различием в плотности воды Азовского и Черного моря. Сгонно-нагонные колебания уровня наиболее ярко выражены в Таганрогском заливе [Черкесов, Шульга, 2017; Григорьев, 2021].

Азовское море расположено в умеренном климатическом поясе [Лопатухин и др., 2006]. Совокупность метеорологических условий определяет жаркое лето (+24... +27 °С) и холодную зиму (обычно ниже 0 °С, местами до –25... –30°С), а также неустойчивое

количество осадков (200–450 мм в год) [Матишов и др., 2010]. В осенне-зимнее время отрог Сибирского антициклона оказывает воздействие на погоду на Азовском море. В эти сезоны явно преобладают северо-восточные и восточные ветра со средней скоростью 4–7 м/с. Усиление интенсивности этого отрога вызывает сильные ветры со скоростью до 15 м/с и более [Добровольский, Залогин, 1982]. В весенне-летний сезон на Азовское море воздействует отрог Азорского максимума. В это время преобладают неустойчивые по направлению ветры, которые имеют незначительные скорости около 3–5 м/с. Часто наблюдаются полные штили. В этот сезон, особенно весной, над морем довольно часто проходят средиземноморские циклоны. Они сопровождаются юго-западными и западными ветрами, со скоростью 4–6 м/с, а иногда шквалами. Прохождение атмосферных фронтов вызывает грозы и кратковременные ливни. В целом же в весенне-летний сезон здесь преобладает маловетренная, безоблачная и теплая погода [Добровольский, Залогин, 1982].

Течения в Азовском море дрейфовые, т.е. вызываются действием ветра. Неустойчивый ветровой режим, сравнительно небольшая площадь акватории и малые глубины приводят к сильной изменчивости течений (рис. 1.16) [Матишов, Матишов, 2009].

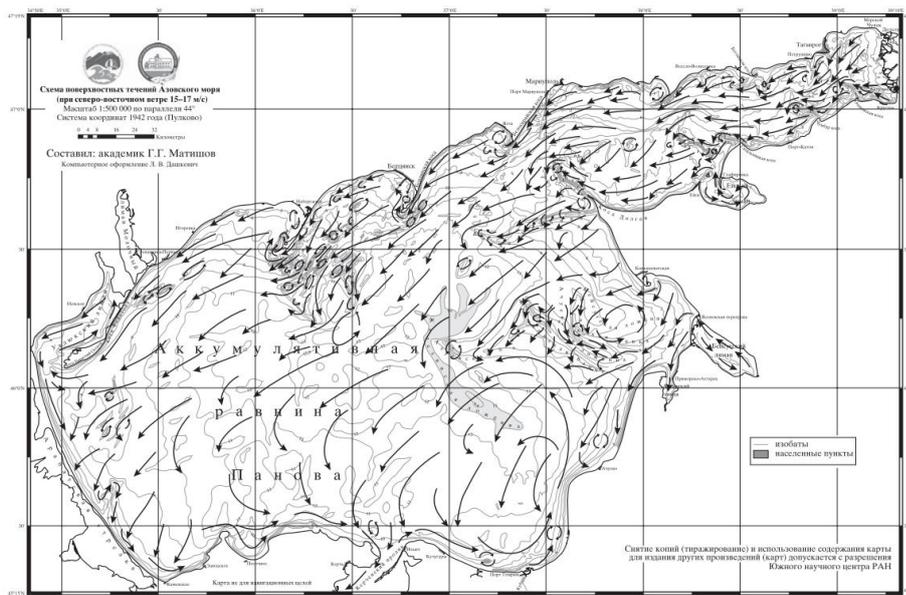


Рис. 1. Схема поверхностных течений Азовского моря при северо-восточном ветре 15–17 м/с [13]. Звездочкой показан пост наблюдений ЮНЦ РАН в п. Кагалыник

Рисунок 1.16. Схема поверхностных течений Азовского моря при северо-восточном ветре 15–17 м/с [Матишов, Матишов, 2009].

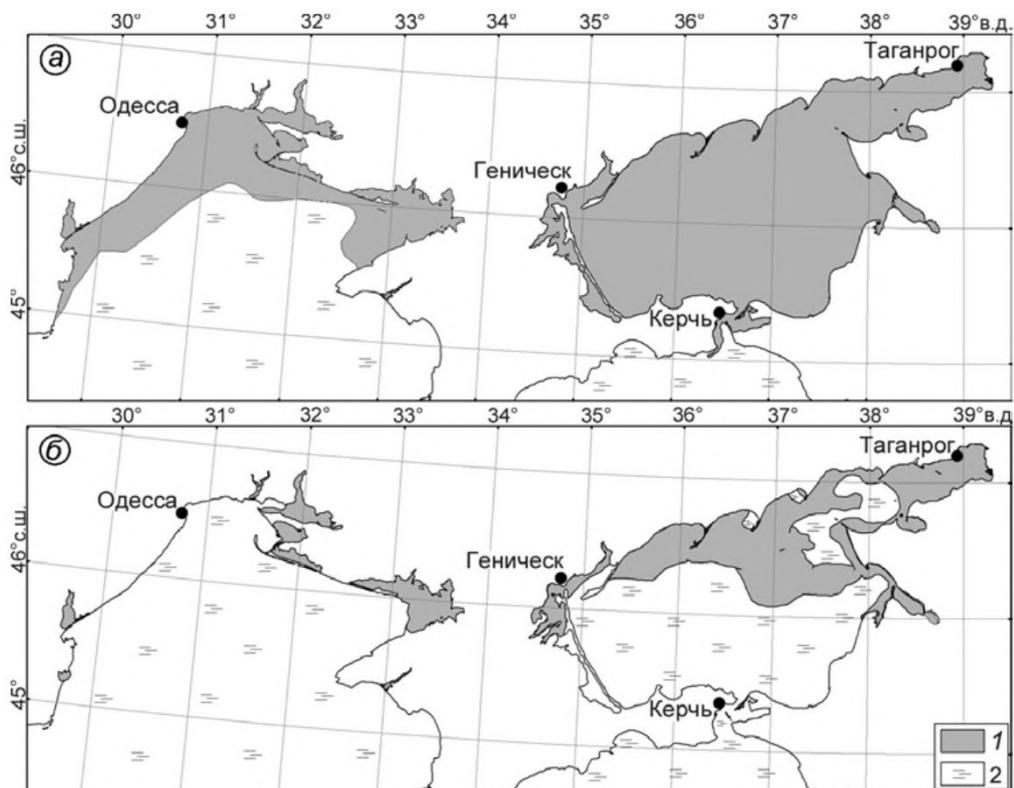


Рисунок 1.17. Ледовые условия в Азовском и Чёрном морях. а) 1953/54 г. (суровая зима), б) 2008/09 г. (мягкая зима); 1 – лёд, 2 – чистая вода [Яицкая, Магаева, 2018].

Азовское море относится к замерзающим морям (рис. 1.17). Однако быстрая и частая смена зимней погоды влечет за собой крайнюю неустойчивость ледовых условий [Добровольский, Залогин, 1982]. Согласно среднелетним данным, в Азовском море лед образуется в конце ноября, максимум ледовитости достигается к февралю, а полное очищение ото льда происходит в конце марта [Гидрометеорологические условия ..., 1986; Яицкая, Магаева, 2018]. В суровые зимы с конца декабря по март все море бывает покрыто сплошным льдом, однако в мягкие зимы устойчивого ледообразования может не быть даже в заливах, а тем более в открытом мор [Лопатухин и др., 2006]. Льды в Азовском море отличаются большой торосистостью [Добровольский, Залогин, 1982].

1.4. Ветровое волнение в Черном и Азовском морях

Черное и Азовское моря являются хорошо изученными районами Мирового океана. Среди особенностей развития ветрового волнения в данных морях необходимо отметить слабое развитие зыби, ограниченный разгон ввиду относительно небольших размеров акваторий и преобладание небольших скоростей ветра. Различия в волновом режиме

Черного и Азовского морей в основном связаны с размерами бассейнов и характером ледовой обстановки.

1.4.1. Интегральные параметры ветрового волнения в Черном и Азовском морях

Ветровое волнение в Черном и Азовском морях подробно изучено в терминах интегральных параметров, таких как высота, период и длина волн как на основе натуральных измерений, так и по результатам численного моделирования.

Примером работ на основе численного моделирования для всего Черного моря являются следующие статьи: в [Дивинский, Косьян, 2015] исследована штормовая активность в Черном море за период с 1990 по 2014 гг. на основе математического моделирования, проанализировано влияние атмосферной циркуляции на ветровое волнение. В работе [Гиппиус, Архипкин, 2017] рассматриваются результаты расчетов параметров ветрового волнения с применением модели SWAN и метеорологического реанализа NCEP/NCAR, даны оценки характерных черт пространственно-временного распределения штормовой активности. Установлены районы наибольшей повторяемости сильного волнения, а также его сезонная и межгодовая изменчивость. В [Onea, Rusu, 2017] изменчивость основных интегральных параметров рассмотрена на основе данных ECMWF. В работе также проанализированы ветровые волны в Азовском море. В [Rusu, 2015] рассмотрен энергетический потенциал поля ветровых волн на основе расчетов модели SWAN. В [Акрпнар, Bingölbali, 2016] рассмотрена пространственно-временная изменчивость высоты волны и скорости ветра на основе 31-летнего сквозного моделирования при помощи модели SWAN и данных и реанализа CFSR. Цель исследования состояла в том, чтобы выяснить, существуют ли климатические изменения ветровых и волновых условий вдоль шельфа Черного моря. В [Divinsky, Kosyan, 2017] проанализирована пространственно-временная изменчивость волнового климата Черного моря с 1979 по 2015 гг. на основе расчетов модели DHI MIKE 21 SW. Проанализированы климатические тенденции. Кроме того, в работе анализировались спектральные плотности частотных спектров. В [Дивинский и др., 2020] исследованы тенденции в изменчивости среднегодовых и среднемесячных полей значительных высот волн для смешанного волнения, ветрового волнения, зыби, а также скоростей ветра по всей акватории Черного моря на основе численных расчетов модели MIKE 21 SW с использованием данных из атмосферного реанализа ERA-Interim за период с 1979 по 2018 г. В работе [Gippius, Myslenkov, 2020] на основе расчетов модели SWAN с использованием данных из реанализов NCEP/CFSR/CFSv2 анализировалась пространственно-временная изменчивость

интегральных параметров ветровых волн, в особенности, в прибрежной зоне за период 1979–2016 гг.

В Черном море наиболее выраженное ветровое волнение свойственно зимним месяцам (рис. 1.18) [Акрпнар et al., 2006; Дианский и др., 2019]. Минимальных значений поле волн достигает летом.

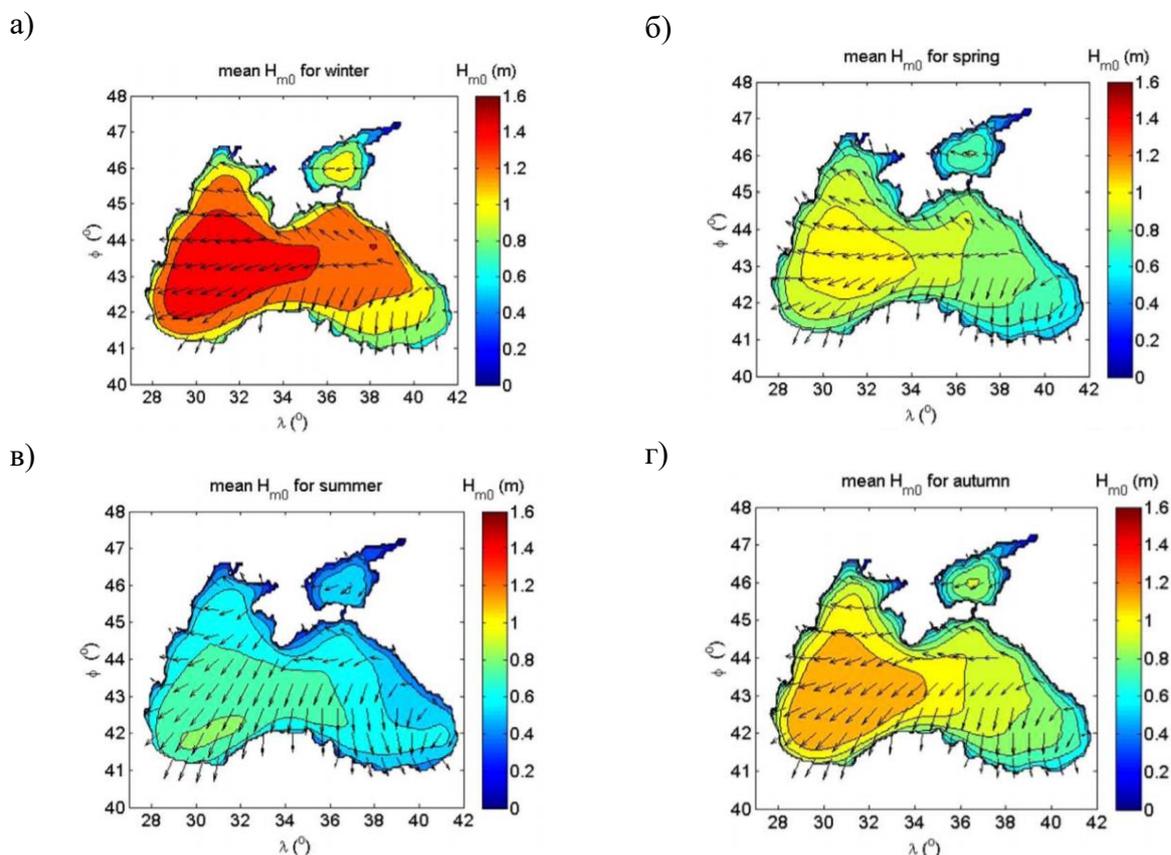


Рисунок 1.18. Сезонная изменчивость высоты волн в Черном и Азовском морях. Стрелками показаны средние направления распространения волн [Акрпнар et al., 2016].

Расположение изолиний высот значительных волн похожи на изолинии скоростей ветра во все сезоны. Самое большое отличие наблюдается на северо-западе моря. При высоких скоростях ветра, высоты волн на шельфе ниже, чем на большей части акватории.

Максимальные среднегодовые высоты волн наблюдаются на западе открытой акватории моря. Средние среднегодовые значения превышают 1 м, а зимой – 1.5 м [Акрпнар, Bingölbali, 2016; Гармашов и др., 2022]. Максимальные высоты зимой составляют 9–13 м [Гиппиус, 2018; Полонский и др., 2011; Myslenkov et. al., 2023] (рис. 1.19). Максимальная средняя длина волн в зимние месяцы составляет 9.0–9.5 м, а максимальные средние периоды – 2.8–3.0 с. [Gippius, Myslenkov, 2020] Минимальные значения высоты волн во все сезоны характерны для юго-востока Черного моря. Средние среднегодовые значения здесь

составляют менее 0.8 м. Максимальные значения высоты волн здесь не превышают 2.5 м [Gippius, Myslenkov, 2020].

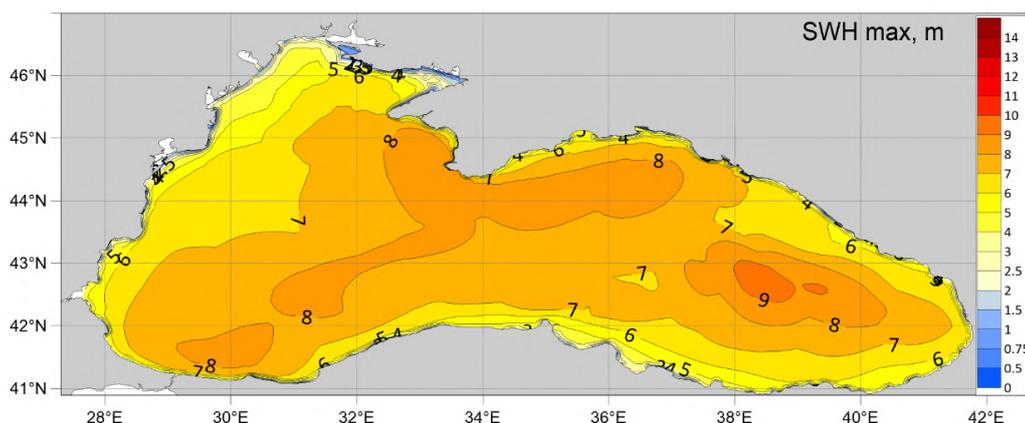


Рисунок 1.19. Максимальная высота значительных волн по многолетним модельным расчетам [Myslenkov et. al., 2023].

Что касается полей длин волн и периодов, то их пространственное распределение схожи с полями высот волн (рис. 1.20). Зимой максимальная средняя длина находится в пределах 120 м, максимальный средний период — в пределах 2.8–3.0 с. Самые большие значения наблюдаются в центральной части моря, наименьшие – в юго-восточной и северо-западной частях. Летом значения средних длин и периодов редко превышают 5 м и 2.1 с соответственно [Gippius, Myslenkov, 2020].

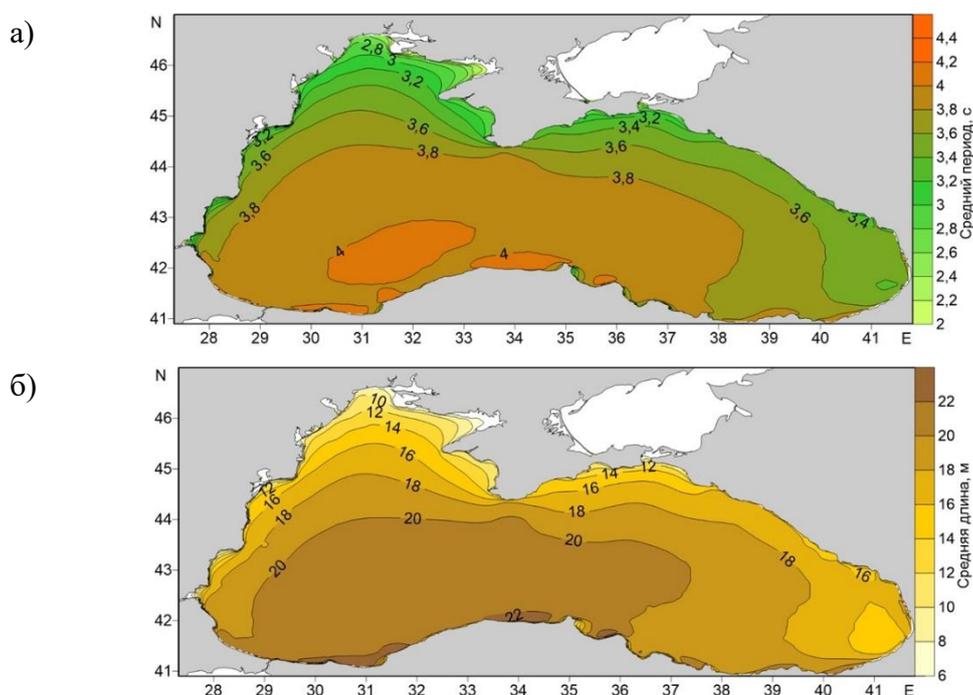


Рисунок 1.20. Среднемноголетние (за период 1979-2016) значения среднего периода (а), средней длины волн(б) в Черном море [Мысленков и др., 2018].

Кроме того, множество работ посвящены отдельным районам Черного моря. В [Дивинский, Косьян, 2018] дана оценка климатическим особенностям распределения ветровых волн и зыби в прибрежной зоне Крымского полуострова на основе расчетов волновой модели DHI MIKE 21 SW за период 1979–2016 гг. Проанализированы особенности пространственного распределения мощности ветрового волнения и зыби, а также некоторые статистические характеристики волновой изменчивости. В статье [Мысленков и др. 2016] описаны результаты численного моделирования ветрового волнения у северо-восточного побережья Черного моря при использовании разного ветрового форсинга (реанализ CFSR, прогноз GFS, реанализ и прогноз WRF). Моделирование волнения было выполнено при помощи спектральной волновой модели SWAN с использованием нерегулярной вычислительной сетки, описывающей с высоким разрешением район Цемесской бухты. В работе [Шокуров и др., 2016] на основе натуральных данных с океанографической платформы дана оценка качества работы волновой модели WAM, которая использовала данные форсинга из мезомасштабных моделей атмосферы MM5 и WRF, адаптированных к Черноморскому региону в Морском гидрофизическом институте, для прибрежной зоны Южного берега Крыма.

Некоторые статьи рассматривают отдельные волновые события, например, в работе [Дулов и др., 2024] рассмотрен экстремальный шторм в ноябре 2023 г. в Черном море в терминах характеристик полей ветра и волн на основе модельных расчетов, спутниковых данных и натуральных измерений. В работе представлены данные контактных измерений, проведенных в период шторма штатным оборудованием с океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института РАН в прибрежной зоне Южного берега Крыма.

На основе натуральных измерений ветровое волнение в Черном море исследовалось для отдельных районов. Так, в работе [Дивинский и др., 2004] проанализированы причины возникновения волны аномальной высоты («freak wave») в районе г. Геленджик на записях измерений волномерного буя в 1996 г. В статье [Гармашов, 2018] приведены результаты мониторинга ветрового волнения, проводимого в летний период 1995–2011 гг. на морской стационарной платформе, расположенной в северо-западной части Черного моря. В результате анализа более 9000 волнограмм получены основные статистические характеристики высот волн, описывающие волновой режим в северо-западной части Черного моря в летний период. Продолжением этого исследования стала статья [Гармашов и др., 2022], в которой анализировались волнограммы за период с 2011 по 2019 гг. В работе [Badulin et al., 2021] описывается проект буя, который предполагалось установить в северо-западной части Черного моря, для чего проведен анализ ветро-волновых условий района

предполагаемой постановки на основе натуральных данных. Статья [Rybalko et al., 2023a] посвящена детальному исследованию ветрового волнения в районе м. Малый Утриш на северо-востоке Черного моря с использованием традиционного подхода и теории слабой турбулентности.

Для Азовского моря можно выделить следующие работы: в [Дьяков и др., 2010] описаны режимные характеристики ветрового волнения Азовского моря, рассчитанные с помощью модели SWAN и данных из реанализа приземного ветра JRA. Были получены среднемесячные карты распределения характеристик ветрового волнения (высота, период и длина волн) по акватории Азовского моря за период с 1979 по 2008 годы. Проведено сравнение расчётных характеристик ветровых условий и волнения с данными прибрежных наблюдений. Кроме того, были проанализированы многолетние, сезонные изменения и экстремальные характеристики ветрового волнения Азовского моря. В работе [Дьяков и др., 2015] также использованы модель SWAN и данные реанализа JRA, но исследуемый период был увеличен до 2011 г, а также, кроме режимных характеристик, была рассмотрена связь параметров волнения с индексами атмосферной циркуляции Северного полушария. В [Дивинский и др., 2021] рассмотрены многолетние (с 1979 по 2020) значения высот волн и мощностей компонентов поверхностного волнения (чисто ветрового и зыби). При моделировании учитывался ледовый покров. В статье [Yaitskaya, 2022] также, как и в предыдущих работах, для анализов ветрового волнения использовалась модель SWAN, а ветер задавался из реанализа ERA-Interim. Исследуемый период – с 1979 по 2019 гг. Представлены особенности средних многолетних закономерностей ветрового волнения, а также сезонной, межгодовой и междекадной динамики, выполнено описание штормовых условий. [Атлас волнения, течений..., 2012] позиционируется авторами как дополнение к существующим справочно-монографическим пособиям по гидрометеорологическому режиму и динамике вод Азовского моря. В нем приведены карты большого количества режимных характеристик ветрового волнения, рассчитанные с помощью модели SWAN с использованием данных реанализа JRA с 1979 по 2010 гг. Кроме средних и максимальных значений интегральных параметров на разных масштабах времени, в работе даются оценки высот волн определенной обеспеченности, возможных 1 раз в n лет, а также рассматриваются высота волн и направления при разных скоростях и направлении ветра.

Волнение в Азовском море, как и в Черном, имеет ярко выраженный сезонный ход: в основном штормовая активность наблюдается с ноября по март (рис. 1.21). В холодный сезон (при условии отсутствия льда) максимальные высоты волн достигают 3 м, а средние высоты составляют 0.4 м [Yaitskaya, 2022] – 0.8 м [Дьяков и др, 2010]. Согласно данным визуальных наблюдений, в прибрежной зоне Азовского моря в 89–95 % случаев высоты

волн не превышают 0.7 м [Атлас волнения, течений..., 2012]. В среднем в Азовском море на протяжении 4.5–8 месяцев отмечаются условия близкие к штилевым (высота волн <0.25 м) [Атлас волнения, течений..., 2012]. Преобладают северное и северо-восточное направление распространения волн (рис. 1.22). С конца весны по середину осени средние высоты волн в Азовском море составляет около 0.2 м, максимальные 2–2.5 м. Преобладающее направление распространения волн в теплое время года – юго-западное и западное.

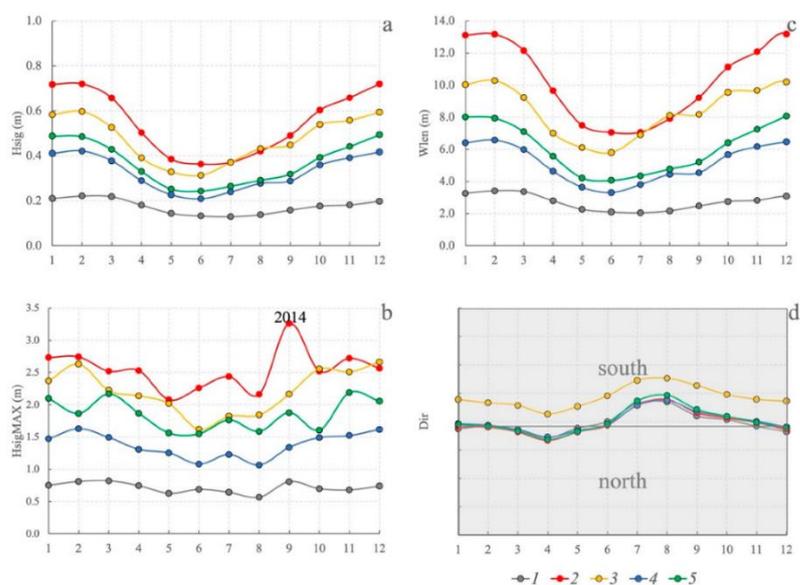


Рисунок 1.21. Среднемноголетняя сезонная динамика основных параметров ветрового волнения по месяцам. (а) Средняя высота волн. (б) Максимальная высота волн. (с) Средняя длина волны. (д) Среднее направление ветровой волны. Где 1 – Таганрогский залив; 2 – центр Азовского моря; 3, 4, 5 – север, центр и юг Керченского пролива соответственно [Yaitskaia, 2022].

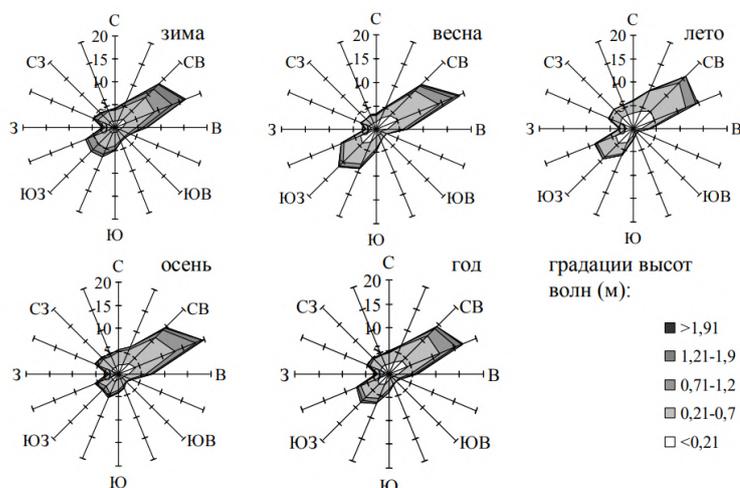


Рисунок 1.22. Годовые розы повторяемости (%) волнения по направлениям и высотам волн реанализа С-JRA за 1979–2008 гг. [Атлас волнения, течений ..., 2012].

Существует пространственная изменчивость параметров волнения (рис. 1.23, 1.24). Наибольшие высоты волн наблюдаются в средней и южной, глубоководных, частях Азовского моря, наименьшие характерны для Таганрогского залива и прибрежных зон [Дьяков и др, 2010; Yaitskaya, 2022].

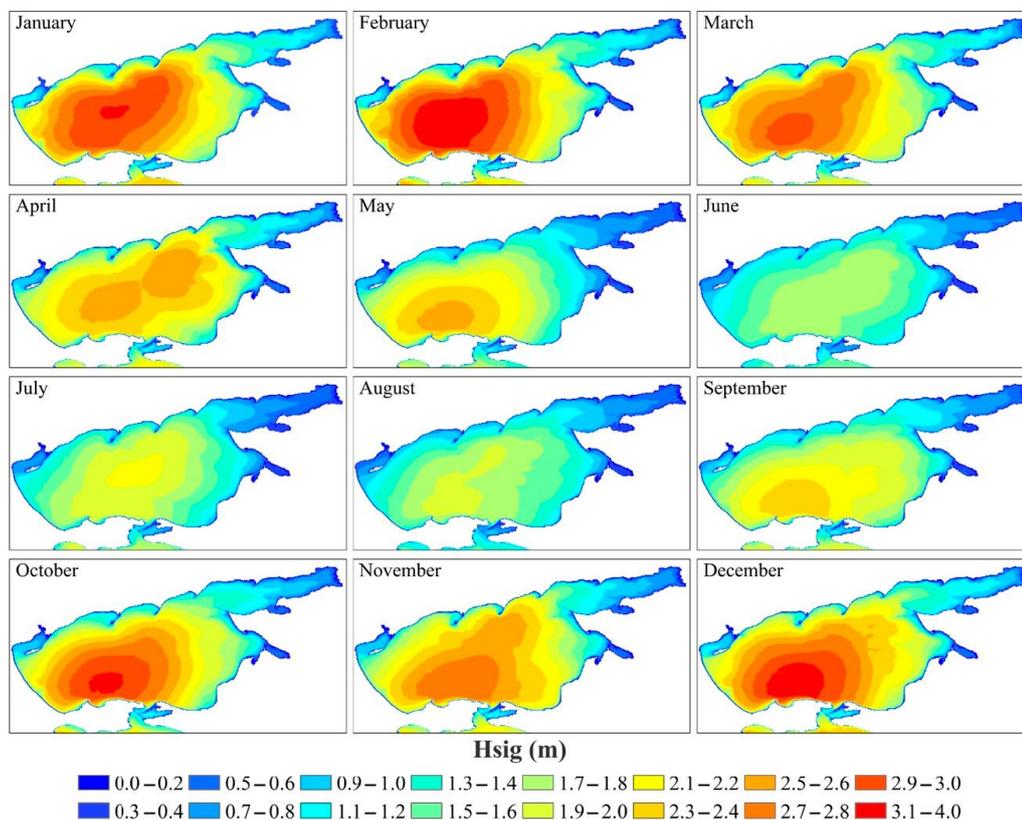


Рисунок 1.23. Максимальные высоты значительных волн в Азовском море согласно модельным данным за продолжительный период [Yaitskaya, 2022].

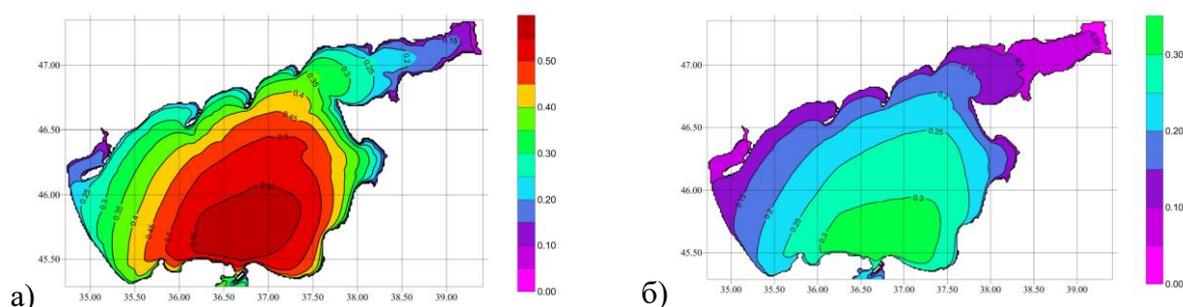


Рисунок 1.24. Среднемесячные высоты значительных волн Азовского моря (м) по данным SWAN-JRA за 1979–2010 г. в а) феврале, б) июле [Атлас волнения, течений ..., 2012].

Максимальные средние длины волн достигают около 22 м в центральной части моря в зимние месяцы, и не превышают 18 м в летние (рис. 1.25). Максимальные средние периоды волн в феврале в центральной части составляют около 4.5 с, летом – около 3.5 с. [Атлас волнения, течений ..., 2012]. Максимальные средние периоды волн достигают около 22 м в центральной части моря в зимние месяцы, и не превышают 18 м в летние.

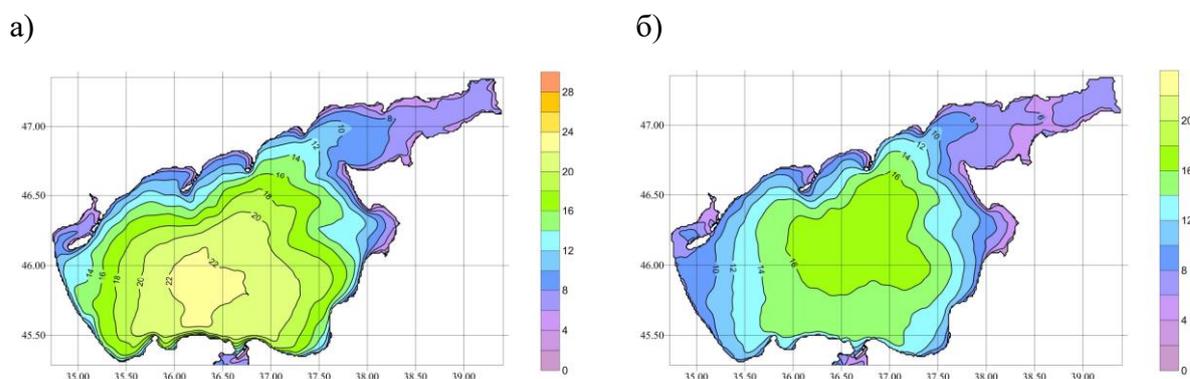


Рисунок 1.25. Максимальные средние длины волн Азовского моря (м) по данным SWAN-JRA за 1979-2010 г. в а) феврале, б) июле [Атлас волнения, течений ..., 2012].

Многолетняя изменчивость ветрового волнения в Азово-Черноморском регионе изучена на основе разных типов данных. В Азовском море за последние 40 лет отмечается некоторое уменьшение высоты ветровых волн и зыби в центральной части моря и рост в западной [Дивинский и др., 2021]. Межгодовая изменчивость высоты ветровых волн характеризуется 3–5 летними периодами уменьшения и увеличения [Yaitskaya, 2022]. После 2002 года высота волн увеличивалась в летний и осенний сезоны и немного уменьшалась зимой и весной [Yaitskaya, 2022]. В [Мысленков, Архипкин, 2024] было получено, что в целом в Азовском море наблюдается отрицательный тренд повторяемости штормов с высотой волн >2 м и их продолжительности. При этом были обнаружены положительные тренды для среднегодовой высоты волн.

Согласно [Дивинский и др., 2020], в Черном море особенностью климатической изменчивости среднегодовых полей значительных высот волн является хорошо выраженная пространственная неоднородность. В западной части моря штормовая активность снижается. В восточной части, напротив, высоты волн увеличиваются. Статистически достоверные положительные тренды в колебаниях значительных высот волн наблюдаются в широкой прибрежной полосе от юго-восточного побережья Крыма до побережья Грузии [Дивинский и др., 2020]. По всей видимости, такие особенности являются следствием климатических колебаний средних скоростей ветра с характерным

ослаблением ветра в западной части моря и усилением в восточной [Дивинский и др., 2020]. В работе [Myslenkov et. al., 2023] получен значимый отрицательный тренд для волновых событий с высотой более 2 м за период с 1979 по 2020 гг. (рис. 1.26).

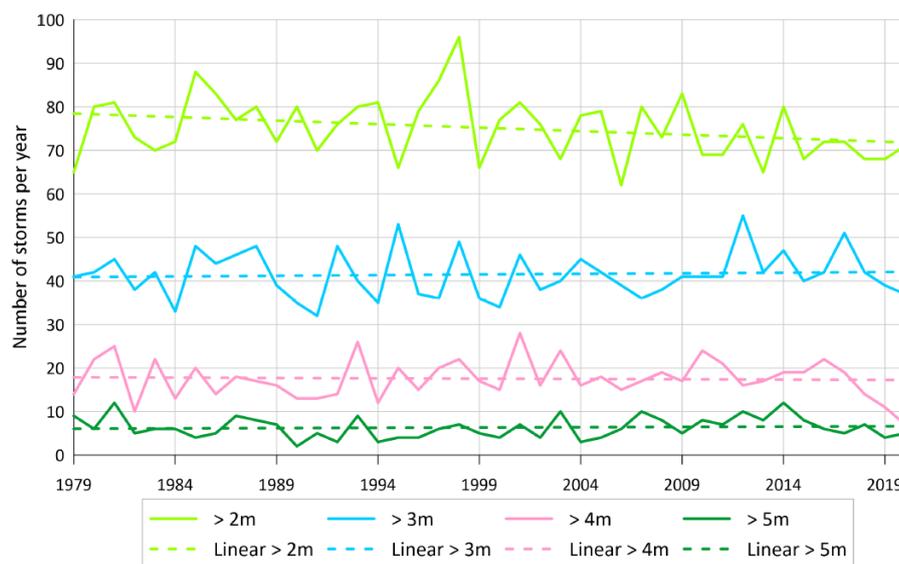


Рисунок 1.26. Количество штормов в Черном море, определяемых для волн разных высот [Myslenkov et. al., 2023].

Что касается связи с крупномасштабными атмосферными индексами, то полученные результаты отличаются у разных авторов. Согласно [Наумова и др., 2010], в многолетнем ходе максимальных высот волн Азово-Черноморского бассейна существует периодичность, соответствующая низкочастотной изменчивости температуры поверхности Атлантического океана и описываемая индексом Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО). При высоких значениях индекса АМО, по данным [Полонский и др., 2011], увеличивается число циклонов в Азово-Черноморском регионе, и формируются положительные температурные аномалии в зимне-весенний период. Сильные ветры при прохождении циклонов и уменьшение ледовитости моря вследствие мягких зим способствуют увеличению штормового волнения в Азовском регионе [Атлас волнения, течений ..., 2012]. В [Myslenkov et. al., 2023] сопоставление изменчивости Черного моря с наиболее часто используемыми крупномасштабными атмосферными индексами показало лишь слабую отрицательную корреляцию с индексом североатлантического колебания (NAO). Кроме того, делается вывод, что, судя по результатам исследования, в квазизамкнутых бассейнах, какими являются Черное и Азовское моря, ветровое волнение регулируется в основном ветрами, в том числе локальными, орографией и батиметрией бассейна (и ледовыми полями, если море относится к замерзающим) и очень слабо связано с глобальными атмосферными индексами.

В [Лопатухин и др., 2006] на основе численного моделирования приводятся режимные характеристики не только интегральных параметров ветрового волнения, но и рассматривается повторяемость частотно-направленных спектров на основе классификации в том числе в Черном и Азовском морях, поэтому результаты этой работы будут описаны ниже.

Приведенный список работ по ветровому волнению в Черном и Азовском морях не является полным, а лишь демонстрирует большое количество таких работ, основные темы и методы исследований.

1.4.2. Изученность спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях

Работ, посвящённых изучению спектров ветрового волнения как Черного, так и Азовского морей, недостаточно [Yilmaz, Ozhan, 2014]. По всей видимости это связано с большим объемом данных для хранения и обработки, а также с трудностью описания спектров.

В исследовании [Amargouche, Akpinar, 2023] выполнено осреднение модельных частотно-направленных спектров ветрового волнения в 25 точках Черного и Азовского морей за 1979–2020 гг, рассмотрена их сезонная изменчивость и исследован каждый спектр выборки на количество пиков спектральной плотности. Осреднение показало, что только в крайних юго-западной и юго-восточной частях Черного моря наблюдались спектры с одним осреднённым пиком спектральной плотности ($>0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$), в то время как в остальных частях рассматриваемых акваторий спектры волн имели несколько осредненных пиков плотности, варьирующихся от двух до трех пиков ($>0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$) (рис. 1.27). В юго-восточной части Черного моря наблюдались два противоположных по направлению пика спектральной плотности ($>0.05 \text{ м}^2/\text{Гц}$). Пики, образованные волнами, движущимися на восток в этом регионе, имели более высокие частоты. В центральной части Черного моря частотно-направленные спектры имели множество пиков ($>0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$) с разными частотами и с разных направлений. Пики северо-востока и северо-запада находились на высоких частотах, в то время как пики юго-запада и юго-востока находились на более низких частотах. В центре Черного моря не было обнаружено пиков спектральной плотности с юга. На северо-западе Черного моря наблюдались множественные спектральные пики. Пики волн с северного, северо-восточного и восточного направлений имели высокую интенсивность и низкие частоты. Пики волн с запада имели более низкую интенсивность и более высокие частоты. На северо-востоке Черного моря спектры волн имели два основных пика; более интенсивный пик идет с запада на юго-запад, а второй с востока на юго-восток.

В восточной части Азовского моря осредненный частотно-направленный спектр имел три основных пика с частотой около 0.2 Гц с северо-северо-востока – юго-востока и юго-юго-запада. В западной части Азовского моря наблюдались два противоположных пика с низкой интенсивностью и частотой около 0.25 Гц в направлениях восток-северо-восток и запад-юго-запад.

Что касается энергии волн, западная и юго-западная часть Черного моря характеризовались наибольшей средней спектральной плотностью с северо-восточного и восточного направлений.

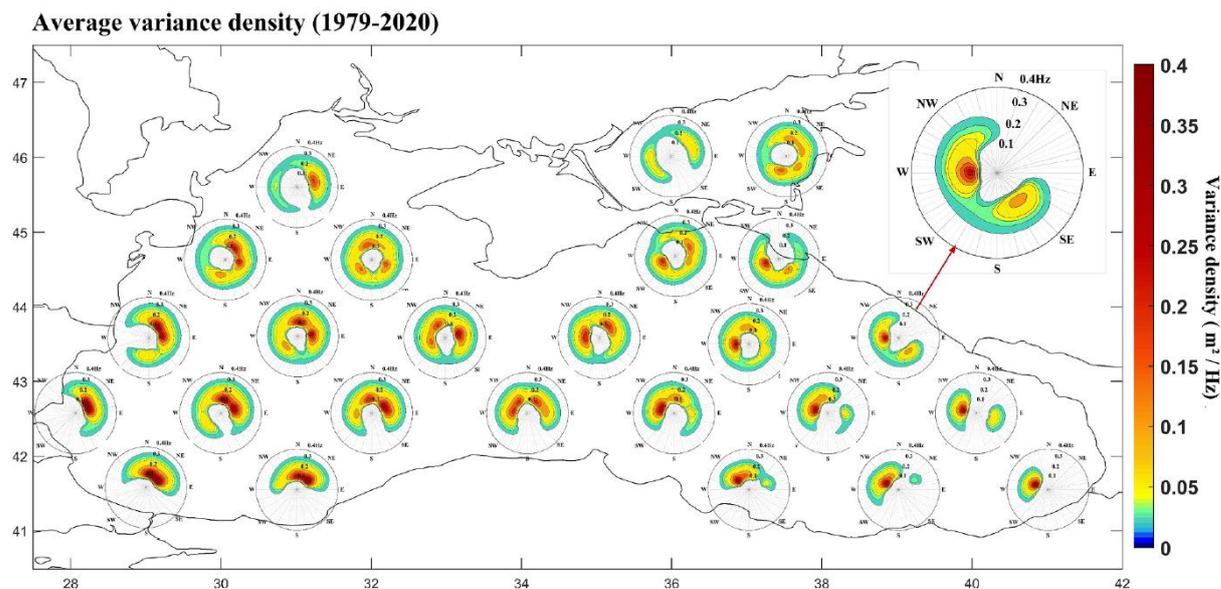


Рисунок 1.27. Осредненные частотно-направленные спектры за период с 1979 по 2020 гг. в Черном и Азовском морях [Amarouche, Akpinar, 2023].

Сезонная изменчивость распределения спектральной плотности в частотно-направленных спектрах представлена на рис 1.28. В зимний период наблюдалось распределение пиков спектров аналогичное среднемноголетнему. Однако в Черном море усредненные пики спектральной плотности были расположены на более низкой частоте, в основном около 0.1 Гц. В Азовском море осредненный частотно-направленный спектр в восточном регионе имел более высокую спектральную плотность с 3–4 пиками с разных направлений.

Весной спектральная плотность по всей акватории обоих морей была ниже. Летом осредненные частотно-направленные спектры волн в восточной и западной части Черного моря в основном имели один пик, а в центральной части два пика. Три пика наблюдались лишь в восточной части Азовского моря, их спектральная плотность была низка. Летом южное побережье Черного моря демонстрировало спектральную плотность выше, чем

северное побережье. Осенью в западной и восточной частях Черного моря осредненные спектры были схожи с теми, что наблюдались весной и при среднемноголетнем осреднении.

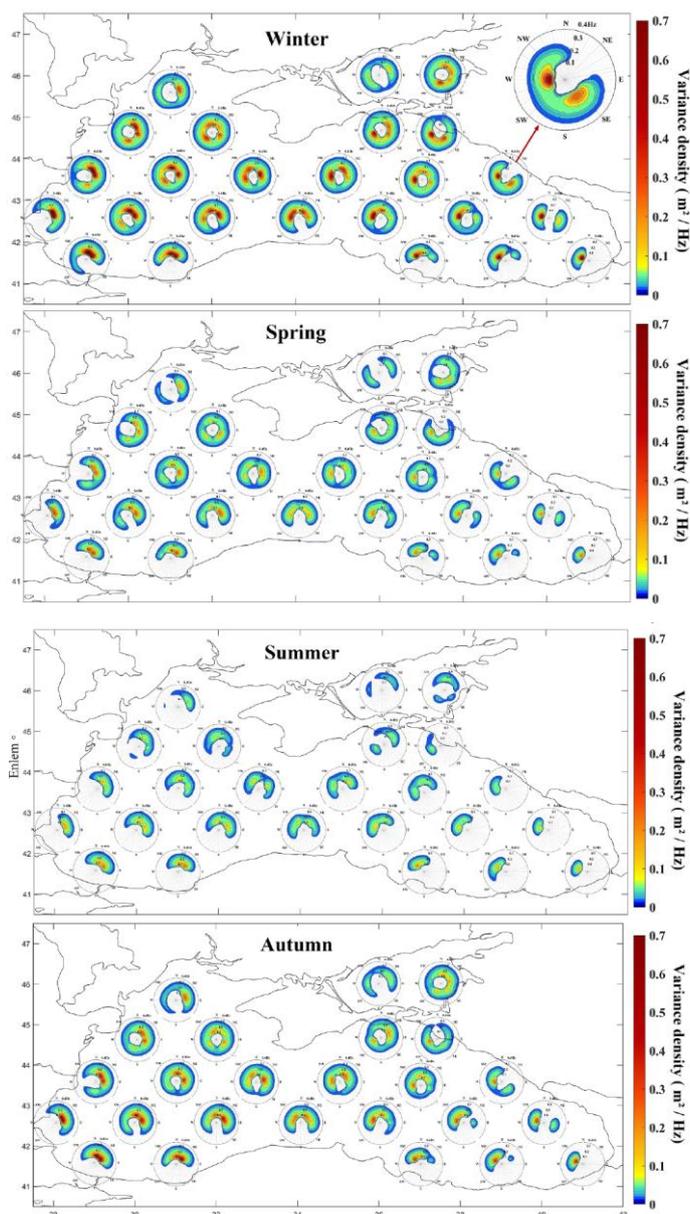


Рисунок 1.28. Средние частотно-направленные спектры для каждого сезона за период с 1979 по 2020 гг. в Черном и Азовском морях [Amarouche, Акринар, 2023].

Кроме осреднения частотно-направленных спектров за 42 года, авторы работы [Amarouche, Акринар, 2023] исследовали каждый спектр выборки на количество пиков спектральной плотности (рис. 1.29). Было получено, что для разных регионов Черного моря повторяемость спектров с одним пиком составила от 7 до 40%, а для Азовского моря — около 50%. Почти везде в Черном море повторяемость спектров с двумя пиками превышала

повторяемость спектров с одним пиком. Исключение составили юго-западная часть Черного моря в районе Босфора, юго-восточная часть моря в районе г. Батуми и к востоку от м. Синоп. Повторяемость спектров с тремя пиками в Черном море варьировалась от 12 до 34%. Спектров с четырьмя или пятью пиками было обнаружено меньше. В Азовском море повторяемость спектров с двумя пиками составила в среднем 25%, с тремя – в среднем 13%.

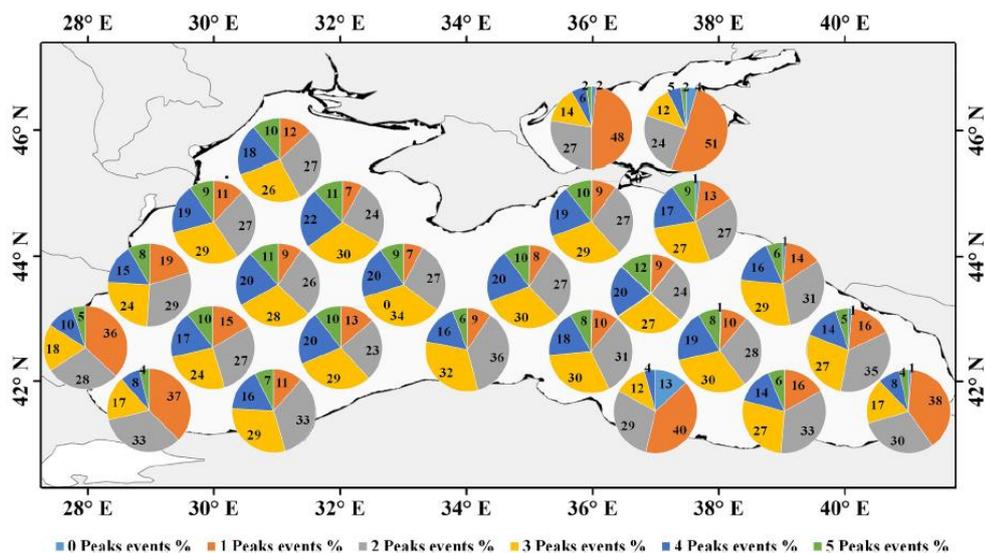


Рисунок 1.29. Повторяемость частотно-направленных спектров ветрового волнения с разным количеством пиков в Черном и Азовском морях за период с 1979 по 2020 гг. [Amarouche, Акрпнар, 2023].

Исследование климатических частотно-направленных спектров по модельным расчетам в Черном и Азовском морях с использованием классификации выполнено в [Бухановский и др, 2013; Лопатухин и др., 2016]. Описание классификации уже приводилось в **разделе 1.2.3**. Повторяемость классов спектров и вероятность перехода из одного класса в другой в течение 3 часов представлены в таблицах 1.1 и 1.2. В Черном море в течение года преобладали спектры класса III, т.е. ветровых волн и близкой по частоте зыби (56%). Этот класс в течение трех часов с наибольшей вероятностью (76%) сохранялся, 14% - вероятность того, что этот класс переходил в класс I, т.е. зыбь исчезала, а оставались только ветровые волны. Вероятность, что этот класс станет зыбью, ветровыми волнами и ярко выраженной зыбью или ветровыми волнами и несколькими системами зыби разного возраста, в общей сложности составляла 10%. Следующий по повторяемости класс – это класс I, т.е. собственно ветровые волны. Вероятность, что этот класс сохранится, составила 63%. Зыбь обнаруживалась в 11% случаях за весь год, а классы IV и V, т.е. ветровые волны

и зыбь, различающиеся и по частоте, и по направлению, и ветровые волны и несколько систем зыби разного возраста обнаруживались в 2 и 7%, соответственно.

Таблица 1.1. Вероятностные характеристики (%) повторяемости классов и переходов между классами в Черном море [Лопатухин и др., 2016]. Класс I – ветровые волны, класс II – зыбь, класс III – ветровые волны и близкая по частоте «свежая» зыбь, класс IV – ветровые волны и зыбь, класс V – ветровые волны и несколько систем зыби.

Класс	Переходные вероятности из класса в класс (%)					Повторяемость по классам (%)
	I	II	III	IV	V	
I	63	2	34	-	1	24
II	1	72	21	4	2	11
III	14	4	76	1	5	56
IV	14	1	36	42	7	2
V	12	2	32	3	51	7

В Азовском море распределения двух наиболее повторяемых классов удивительно похожи на таковые в Черном море: 52% повторяемость класса ветровых волн и близкой по частоте «свежей» зыби, 25% повторяемость ветровых волн. Однако в отличие от Черного моря, третий наиболее повторяемый класс – это класс V, когда наблюдались ветровые волны и несколько систем зыби разного возраста.

Таблица 1.2. Вероятностные характеристики (%) повторяемости классов и переходов между классами в Азовском море [Лопатухин и др., 2016]. Класс I – ветровые волны, класс II – зыбь, класс III – ветровые волны и близкая по частоте «свежая» зыбь, класс IV – ветровые волны и зыбь, V – ветровые волны и несколько систем зыби.

Класс	Переходные вероятности из класса в класс (%)					Повторяемость по классам (%)
	I	II	III	IV	V	
I	64	-	32	-	4	25
II	4	44	40	-	12	2
III	16	1	70	-	13	52
IV	4	-	16	43	37	-
V	6	-	31	-	63	21

Среди исследований спектров на основе натуральных измерений в Черном море выделяются работы, выполненные на основе измерений на волномерных буйках, установленных в восточной части Черного моря в прибрежных зонах близ турецких городов Синоп и Хопа и российского Геленджика и проработавших очень долго, примерно в период 1994–2003 с перерывами. К этим работам относятся [Kos'yan et al., 1998; Yilmaz, Özhan, 2014; Ozhan et al., 2005]. В [Yilmaz, Özhan, 2014] частотные спектры сначала анализировались на количество пиков, затем спектры с одним пиком были отнесены к условиям развивающегося или развитого волнения. Для этого они сопоставлялись с параметрическими спектрами JONSWAP и PM с помощью метода наименьших квадратов. Были определены основные параметры для спектров JONSWAP и PM, характерных для Черного моря. Для спектров, которые были отнесены к устойчивым ветровым условиям, были исследованы безразмерные спектральные параметры и параметр α для спектра JONSWAP. Для определения количества пиков, авторы выбрали три критерия: 1) минимальное расстояние между частотами пиков должно составлять 0.03 Гц; 2) спектральные плотности пиков должны составлять не меньше 15% от спектральной плотности главного пика; 3) «Впадина» между двумя вершинами должна быть ниже, чем нижний предел 90-процентного доверительного интервала меньшего из двух пиков. Было получено, что, в согласии с литературными данными [Soares, 1991], процент возникновения двух и более пиков увеличивается с уменьшением высоты волны. Для волн с высотой больше или равной 1 м спектров с 1 пиком было 70% близ Синопа, 85% близ Хопа и 75% близ Геленджика. Полученные значения γ для JONSWAP и α для PM оказались ниже тех, что были описаны в литературе.

В работе [Babanin, Soloviev, 1998] на основе измерений, выполненных на океанографической платформе в Качивели, Южный берег Крыма, исследовалась изменчивость спектров ветрового волнения, зависимости интегральных и спектральных параметров, трансформация спектров по мере развития в терминах значения параметров для спектров JONSWAP и PM. Эволюция спектров по измеренным данным также рассматривалась в [Efimov, 1999; Shokurov, Efimov, 1999].

В других исследованиях часто применялись комбинирование натуральных данных и результаты расчетов волновых моделей. Например, в работе [Divinsky, Kosyan, 2017] измеренные волновые спектры применялись для выбора пороговой частоты для разделения спектров на собственно ветровые волны и волны зыби (рис. 1.30).

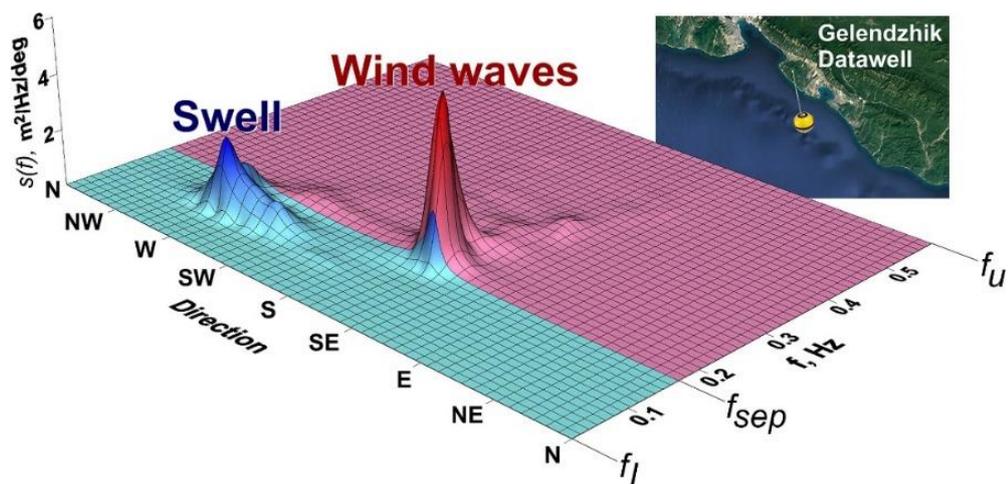


Рисунок 1.30. Разделение ветрового волнения на зыбь и собственно ветровые волны на основе измеренного спектра в районе Геленджика (21 декабря 1997 г., 20:00) [Divinsky, Kosyan, 2018].

Таким образом, ветровое волнение в Азово-Черноморском регионе хорошо изучено в терминах интегральных параметров. В многочисленных работах представлены подробные сведения о пространственно-временной изменчивости, а также динамике многолетних и сезонных изменений высоты, длины и периода волн. Исследованию спектров, а особенно связанных с их типизацией и классификацией, посвящено намного меньше работ.

Глава 2. Данные и методы

На сегодняшний день существует несколько принципиально разных методов измерения ветрового волнения, в том числе с целью его последующего изучения. Наиболее достоверными (“ground truth”) считаются измерения *in situ* волномерными буями [Грязин, Несенюк, 2009; Xu R. et al., 2022], лазерными и ультразвуковыми уровнемерами, волномерными рейками, датчиками гидростатического давления и др. [Наставление... 1984, Ивонин и др., 2013]. Однако *in situ* измерения имеют ряд существенных недостатков: они выполняются в одной конкретной точке или на небольшой площади и не могут позволить исследовать хоть сколько-нибудь большие площади морской поверхности. Кроме того, как правило приборы являются дорогостоящими, нуждающимися в техническом обслуживании и тщательном выборе оптимального места постановки, чтобы избежать повреждений при интенсивном судоходстве и другой хозяйственной деятельности, но при этом обеспечить решение задач исследования.

К другой группе методов относятся методы дистанционного зондирования, выполняемые с помощью летательных аппаратов, судов или прибрежных установок, – стационарные радиолокаторы на берегу, морские радары, радары с синтезированной апертурой, лидарные системы и т.д. [Yurovsky et al., 2022; Bondur et al., 2016; Бондур и др., 2016; Krogstad, Barstow, 1999; Tilinina et al., 2021; Young et al., 1985]. К непосредственным достоинствам этих методов относятся возможность измерения параметров ветрового волнения на достаточно больших акваториях, однако это можно сделать только в месте установки прибора, по треку пролета летательного аппарата или курса морского судна, на котором установлен радар с необходимым программным обеспечением.

К третьей группе методов исследования ветрового волнения относится численное моделирование [Чаликов, 2022; Чаликов, 2023]: фазово-разрешающее и спектральное. Фазово-разрешающее моделирование, которое позволяет получить форму поверхности и поля скоростей, применяется, когда необходимо получить наиболее подробную картину взволнованной поверхности моря на небольшой акватории и за небольшой срок, для моделирования волн-убийц, а также для изучения физической природы определенных процессов, например, обрушения волн. К существенным недостаткам такого моделирования относятся большие временные затраты вычислений, что делает невозможным использования этого типа моделирования на больших акваториях и длительных сроках. Этому недостатка лишены спектральные модели, которые наиболее широко применяются в настоящее время для реанализа, диагноза и прогноза полей ветрового волнения (Cavaleri et al., 2007). Такие модели поддерживают большой выбор

настроек и вариантов параметризации, выбираемых пользователем с учетом особенностей исследуемой акватории.

В настоящей работе используются волновые модели SWAN [Booij, 1999] и WAVEWATCHIII [Tolman, Chalikov, 1989; Tolman, 1996], которые являются спектральными моделями 3-го поколения. Для оценки качества работы модели в настоящей работе использовались данные спутниковой альтиметрии и измерения с волномерных буйев. Для обработки результатов моделирования применялись методы кластеризации и классификации.

Следует еще раз отметить, что далее в настоящей работе под высотой волны подразумевается высота значительных волн (H_s). Направление волн рассматривается «откуда». Под спектрами подразумеваются спектры ветрового волнения. В работе используются стандартные сезоны: зима — декабрь, январь и февраль, весна — март, апрель, май, лето — июнь, июль, август, осень — сентябрь, октябрь, ноябрь.

2.1. Волновая модель WAVEWATCHIII

Модель WAVEWATCHIII широко применяется для анализа и прогнозов ветрового волнения в рассматриваемых акваториях, например, [Струков и др., 2013; Myslenkov et al., 2021; Soran et al., 2022; Staneva et al., 2020]. В настоящей работе модель использовалась для создания базы данных частотных спектров, которые затем классифицировались и анализировались, а также для расчетов интегральных параметров и частотно-направленных спектров для вспомогательных задач.

2.1.1. Общие сведения о модели WAVEWATCHIII

Модель WAVEWATCHIII разработана в Национальном центре океанического моделирования США (NCEP) [Tolman, 2019] и является развитием модели WAM [Режим, диагноз и прогноз..., 2013]. В основу модели положено численное решение уравнения плотности действия в виде:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial(C_x, N)}{\partial x} + \frac{\partial(C_y, N)}{\partial y} + \frac{\partial(C_\omega, N)}{\partial \omega} + \frac{\partial(C_\theta, N)}{\partial \theta} = \frac{G}{\omega}, \quad (2.1)$$

где $C_x, C_y, C_\omega, C_\theta$ — соответствующие составляющие групповой скорости. Плотность волнового действия как физическая величина удобна для использования, так как сохраняется во времени в присутствии фоновых течений, в то время как плотность энергии — нет. Предполагается, что фоновое течение равномерно относительно вертикальной координаты.

Функция источника G представлена тремя компонентами: поступлением энергии от ветра (G_{in}), формированием спектра за счет межволновых нелинейных взаимодействий (G_{ln}) и диссипацией волновой энергии (G_{dis}).

Существует два варианта записи притока энергии в модели. Первый вариант схож с записью данного члена в модели WAM [Режим, диагноз и прогноз..., 2013] и определяется как:

$$G_{in}(k, \theta) = C_{in} \frac{\rho_a}{\rho_w} \max \left[0, \left(\frac{28u_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right) \right] \cdot \omega N(k, \theta), \quad (2.2)$$

где $C_{in} = 0.25$; $c = \omega/k$ – фазовая скорость волн; θ_w – направление ветра. Динамическая скорость u_* связана со скоростью ветра на высоте 10 м W_{10} соотношением:

$$u_* = W_{10} [(0.8 + 0.065W_{10}) \cdot 10^3]^{\frac{1}{2}}. \quad (2.3)$$

Второй вариант записи в модели поступления энергии от ветра:

$$G_{in}(k, \theta) = \omega \beta N(k, \theta), \quad (2.4)$$

где β – безразмерный параметр взаимодействия волн с ветром, является функцией от безразмерной частоты ω_a и коэффициента сопротивления C_D на высоте $z = \lambda_a$, где $\bar{\omega}_a = \frac{\omega u_\lambda}{g} \cos(\theta - \theta_w)$; u_λ – скорость ветра на высоте λ_a , $\lambda_a = 2\pi |k| \cos(\theta - \theta_w)$.

Диссипация энергии (G_{dis}) записывается в виде:

$$G_{dis}(k, \theta) = C_{dis} \bar{\omega} \frac{k}{\bar{k}} \left(\frac{\bar{\alpha}}{\bar{\alpha}_{pm}} \right)^2 N(k, \theta), \quad (2.5)$$

где $\bar{\omega} = \omega^{-1}$; $\bar{\alpha} = m_0 \bar{k}^2 g^{-2}$; $C_{dis} = -2.36 \cdot 10^{-5}$; $\bar{\alpha}_{pm} = 3.02 \cdot 10^{-3}$; $\bar{k} = \left(\frac{1}{\bar{k}} \right)^{-2}$

Межволновое слабонелинейное взаимодействие определяется как:

$$G_{nl} = -C_{ds} \langle \omega \rangle (\langle k^2 \rangle m_0)^2 \left[\frac{(1 - \delta)^k}{\langle k \rangle} + \delta \left(\frac{k}{\langle k \rangle} \right)^2 \right] \cdot \frac{S(\omega, \theta)}{\omega}, \quad (2.6)$$

где C_{ds} и δ – константы, которые равны 4.5 и 0.5 соответственно; $\langle \omega \rangle$ и $\langle k \rangle$ – средняя частота и среднее волновое число, m_0 – нулевой момент спектра. Компонента G_{nl} определяется путем численного решения интеграла столкновения.

Применение модели WAVEWATCHIII возможно для открытых областей мирового океана, а также для прибрежных зон. Модель распространяется в виде открытого кода, что даёт возможность собирать и тестировать реализации по усмотрению исследователя. Отдельные коэффициенты и параметры поддаются гибкой настройке [Режим, диагноз и прогноз..., 2013].

В качестве входных данных в модель могут задаваться поля скорости и направления ветра, уровень моря, глубина, заданная в узлах сеточной области, поля течений и льда. При этом обязательными параметрами являются только скорость и направление ветра, а также

глубина в узлах сетки. Выходными данными модели являются 16 интегральных параметров. Кроме того, в узлах сетки можно получать частотные и частотно-направленные спектры. К частотным спектрам также выводится направление пика спектральной плотности и значения разброса направления («directional spread»). Кроме общих параметров смешанного волнения, модель способна отдельно рассчитывать параметры ветрового волнения и зыби. Расчеты можно проводить как с нулевыми начальными условиями, так и с использованием данных предварительных расчетов [Режим, диагноз и прогноз..., 2013].

2.1.2. Настройки модели WAWEWATHIII

Для модели WAWEWATHIII были заданы следующие настройки реализации: применялась схема ST6 [Zieger et al., 2015] для описания процесса генерации волн, параметрическая схема DIA [Hasselmann et al., 1985], для описания нелинейного волнового взаимодействия и стандартная схема JONSWAP [Hasselmann et al., 1973] для учета влияния придонного трения. Для учета влияния льда использовалась схема IC0 [Tolman et al., 2019], при которой в ячейке с концентрацией льда более 0.5 волны не образуются, а при концентрациях 0–0.5 применяется экспоненциальное затухание волновой энергии. Диапазон частот составил 36 интервалов от 0.03 до 0.84 Гц, где последовательность частот определялась как

$$f(n + 1) = 1.1f(n), \quad (2.7)$$

где f – частота, n – номер члена последовательности. Было задано 36 направлений с фиксированным шагом в 10° .

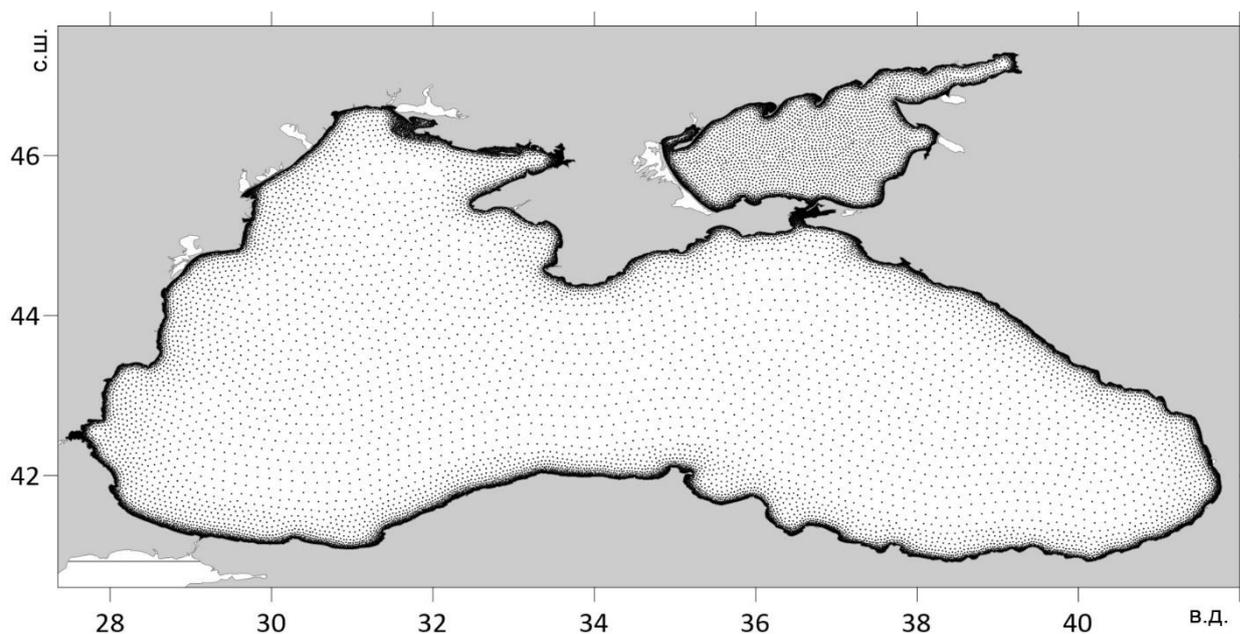


Рисунок 2.1. Узлы вычислительной сетки.

Расчет производился на нерегулярной вычислительной сетке с пространственным разрешением 3–5 км для открытой части Азовского моря, 8–10 км для открытой части Черного моря и 200–400 м вдоль побережья обеих акваторий. Количество узлов расчетной сетки составило 59690 (рис. 2.1). Рельеф дна был получен на основе карт, изданных Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны России. Оценкам точности данной реализации модели посвящена **глава 3**.

2.1.3. Входные данные

В качестве входных данных, как правило, задается ветер, и при необходимости – поля льда и течений. В настоящей работе поля льда задавались лишь для Азовского моря, потому что, как было описано в **главе 1**, Азовское море относится к замерзающим, в отличие от Черного моря. Необходимость учета полей течений была проверена на предварительном этапе исследования [Рыбалко, Мысленков, 2020; Rybalko, Myslenkov, 2023; Рыбалко, Мысленков, 2018]. Было показано, что учет полей течений в Черном море при осреднении влияет на высоту волн незначительно, а также не улучшает точность работы модели при сопоставлении со спутниковыми данными. Поэтому в настоящей работе было решено не задавать поля течений в качестве входных данных. Подробнее об этом – в **разделе 3.2**.

В работе используются модельные данные о ветре из реанализа NCEP/CFSR/CFSv2. Данные этого реанализа доступны на сетке $\sim 0.3^\circ$ с 1979 по 2010 г. и на сетке $\sim 0.2^\circ$ с 2011 г. по настоящее время. CFSR была разработана и выполнена как глобальная совмещенная система атмосфера-океан-земная поверхность-морской лед с высоким пространственным разрешением, чтобы обеспечить наилучшую оценку состояния этих совмещенных областей. Подробное описание реанализа приведено в работе [Saha et al., 2014]

Реанализы NCEP/CFSR/CFSv2 широко используются в качестве входных параметров при моделировании ветрового волнения для исследуемых акватория, например, [Мысленков, 2017; Гиппиус и др., 2017; Gippius, Myslenkov, 2020; Akpınar et al., 2016]. Оценка точности полей ветра для Черного моря была выполнена в работах [Van Vledder, Akpınar, 2015; Akpınar, De León, 2016; Мысленков, 2017]. В [Van Vledder, Akpınar, 2015] проведено сравнение данных о скорости ветра из реанализа NCEP/CFSR со спутниковыми данными. Показано, что среднеквадратическая ошибка меняется на акватории Черного моря от 0 до 3 м/с. Систематическая ошибка также меняется в пространстве (рис. 2.2), что не дает возможности корректировать данные реанализа при помощи фиксированного коэффициента для улучшения результатов моделирования волнения [Van Vledder, Akpınar, 2015; Amarouche et al., 2021]. В [Мысленков, 2017] оцениваются качества полей ветра из

реанализа NCEP/CFRSR в Черноморском регионе на основе сопоставления ветровых компонент U (восточной) и V (северной), а также результирующей скорости ветра с метеостанциями Росгидромета России (Геленджик, Анапа и Новороссийск). Было показано, что реанализ NCEP/CFRSR в целом совпадает с данными метеостанций, однако занижает скорость ветра линейно для скоростей от 8 м/с.

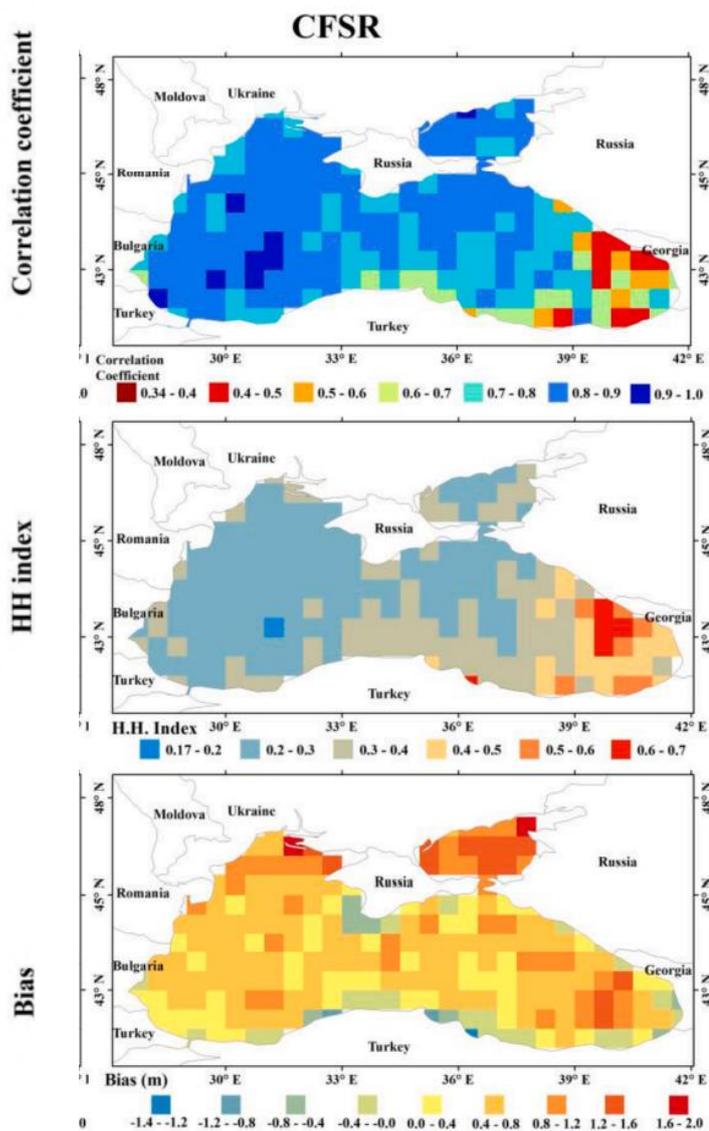


Рисунок 2.2. Коэффициент корреляции, HH index (Hanna and Heinold indicator for significant waves) и систематическая ошибка (м/с), определенные при сопоставлении данных спутниковой альтиметрии и скорости ветра из реанализа CFRSR [Amarouche et al., 2021].

В целом, опубликованные исследования демонстрируют возможность использования данных о полях ветра из реанализа NCEP/CFRSR/CFSv2 для моделирования ветровых волн в рассматриваемых акваториях. В данной работе используются поля ветра

на высоте 10 метров, дискретность данных – 1 час. На рис. 2.3 представлен пример поля ветра из данных реанализа с шагом $\sim 0.3^\circ$ для 6 марта 2010 г. 07:00.

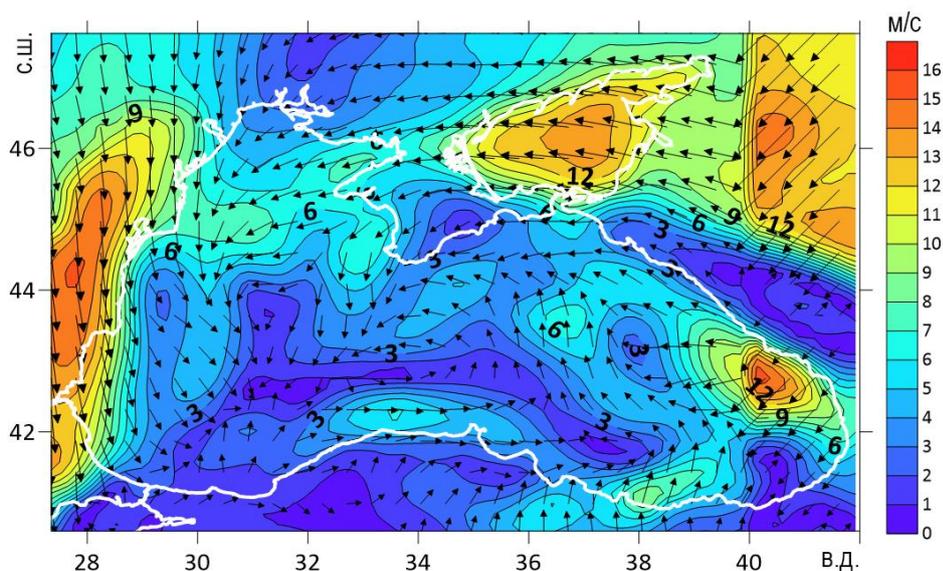


Рисунок 2.3. Скорость (м/с) и направление ветра по данным реанализа NCEP/CFSR над акваториями Черного и Азовского моря 1 декабря 2020.

Входные данные о концентрации морского льда были взяты из реанализа ESA SST CCI and C3S [Good et al., 2020], доступного на портале Marine Copernicus за период с 1981 по 2020 год (рис. 2.4). Этот реанализ представляет собой репроцессинг реанализов OSTIA и OSI-SAF с некоторыми корректировками. В реанализе использована ассимиляция спутниковых данных. Шаг данных по пространству составляет 0.05° , шаг по времени – 1 сутки.

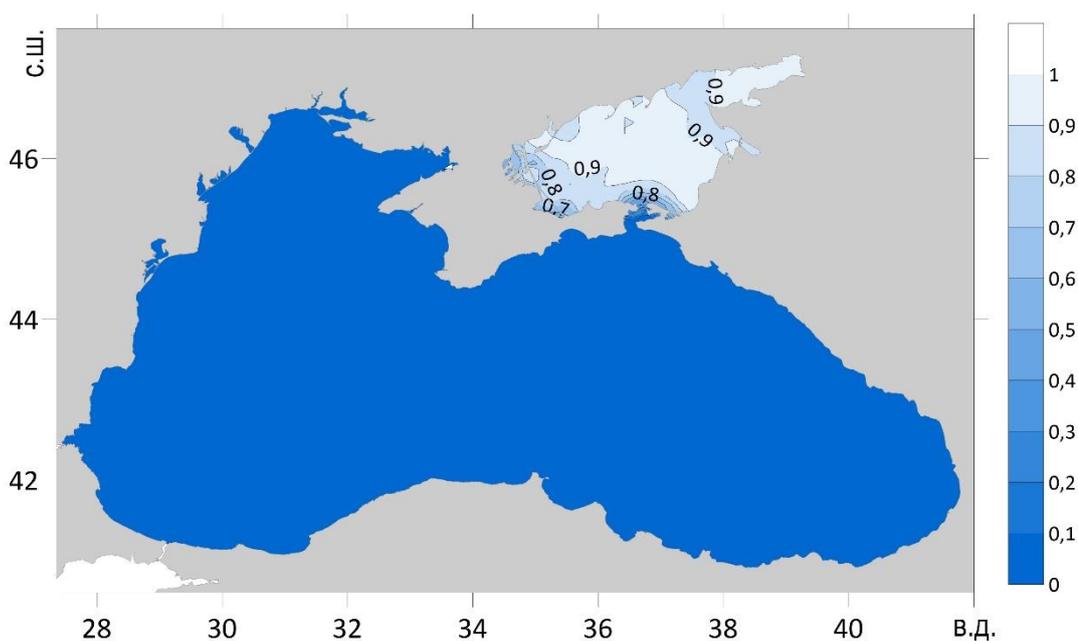


Рисунок 2.4. Пример поля льда (концентрация льда) за 15 февраля 1985 г.

Однако, данные реанализа в начале и конце ледового периода в Азовском море имеют низкое качество, поэтому дополнительно реанализ был откорректирован по экспертным ледовым картам Гидрометцентра России [Думанская, 2014] (рис. 2.5)

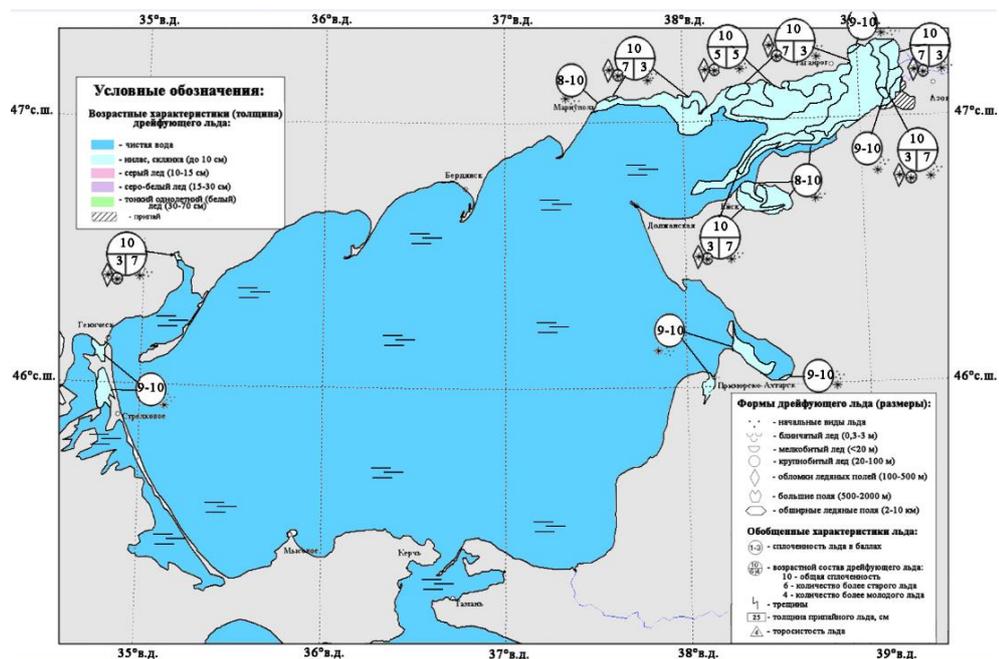


Рисунок 2.5. Пример карты ледовых условий в Азовском море Гидрометцентра России, 10.02.2020 [Оперативный модуль...].

Кроме карт, которые доступны для зимних сезонов в среднем раз в неделю, на сайте приводится описание ледовой обстановки в выбранный срок.

2.1.4. Выходные данные

В результате расчетов модели WAVEWATCHIII была создана база данных частотных спектров ветрового волнения с 1983 по 2020 год с шагом по времени 3 ч для 14581 точек спектральной сетки. Диапазон частот итоговых спектров составил 36 интервалов от 0.03 до 0.84 Гц. Шаг по пространству составил 10–15 км для открытой части Черного моря, 6 км для открытой части Азовского моря и 1–1.5 км вдоль всего побережья обоих морей (рис. 2.6) [Рыбалко и др., 2024а; Рыбалко и др., 2024б; Rybalko et al., 2023b]. К каждому частотному спектру из базы данных дополнительно выводились направление максимума спектральной плотности и значения разброса направлений (directional spread). Пример частотного спектра из базы данных представлен на рис. 2.7.

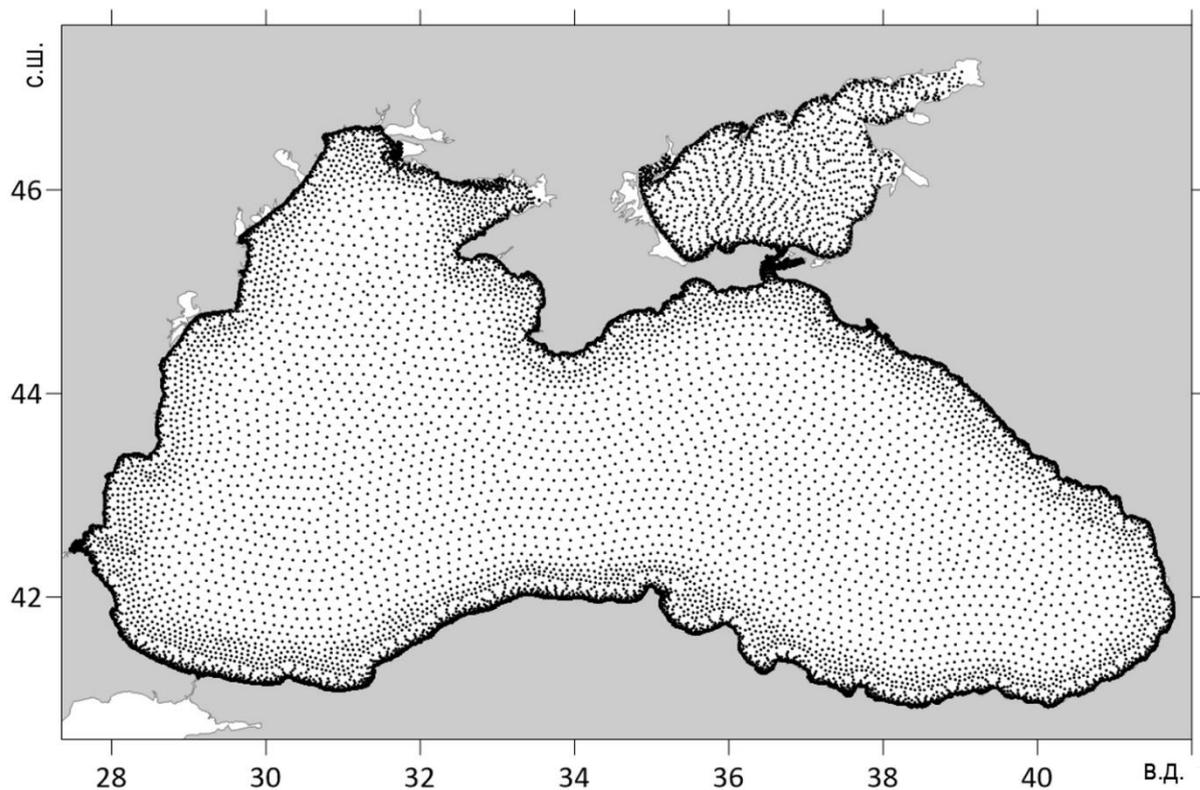


Рисунок 2.6. Узлы сетки, на которой выводились частотные спектры в Черном и Азовском морях (14581 узел).

Кроме частотных спектров, были рассчитаны основные интегральные параметры (высота, период и длина), которые использовались для оценки качества работы модели и для сопоставления средних значений интегральных параметров с выделенными классами для их описания (глава 4.1).

Дополнительно для отдельных точек были рассчитаны частотно-направленные спектры. Шаг по направлению в них составил 10° . Эти спектры использовались для сопоставления с частотно-направленными спектрами, измеренными волномерным бумом в районе м. Малый Утриш на северо-востоке Черного моря. Сопоставление проводилось для более полной оценки качества расчетов модели в прибрежной зоне. Пример модельного частотно-направленного спектра представлен на рис. 2.8.

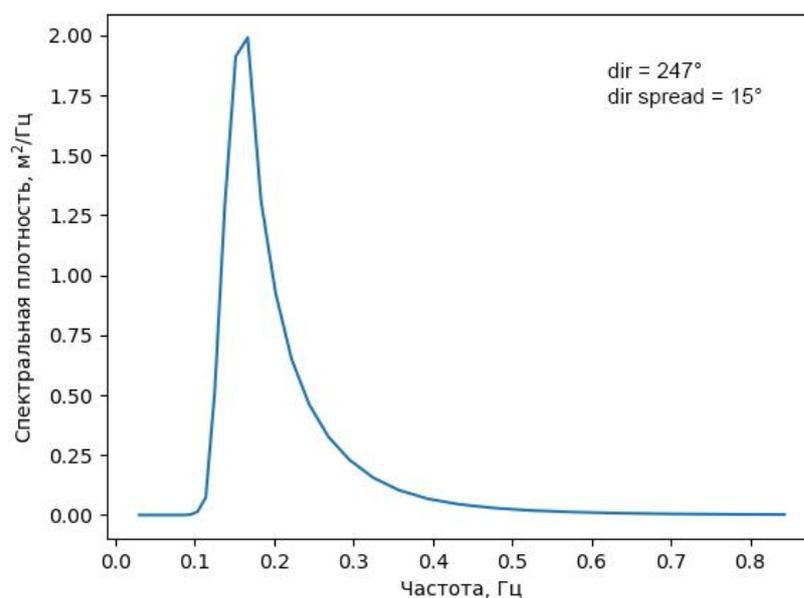


Рисунок 2.7. Пример частотного спектра ветрового волнения по расчету модели WAVEWATCHIII, где *dir* – направление максимума спектральной плотности, *dir spread* – разброс направления.

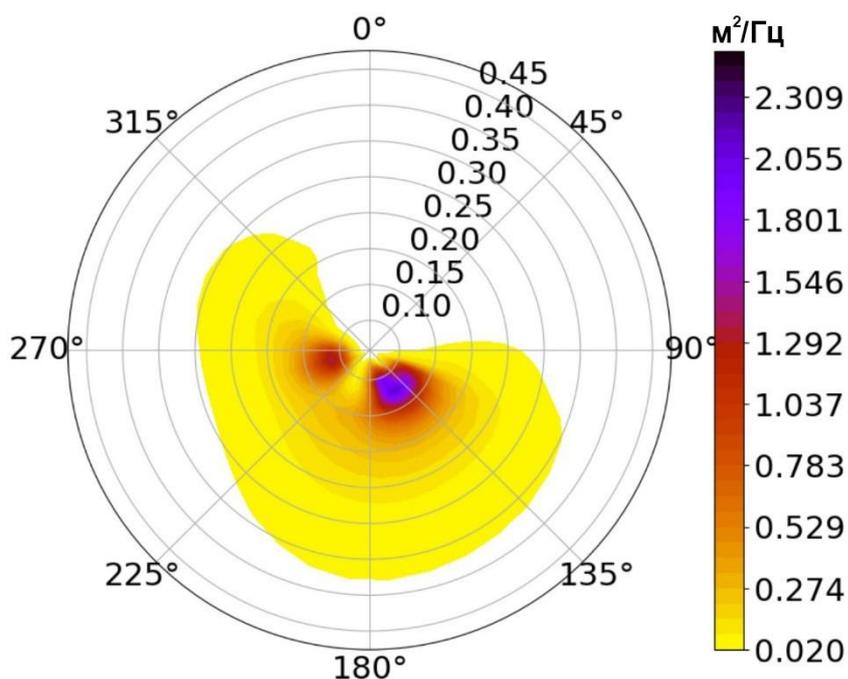


Рисунок 2.8. Пример частотно-направленного спектра ветрового волнения по расчету модели WAVEWATCHIII.

Таким образом была получена база данных частотных спектров для Черного и Азовского морей за период в 38 лет, к которым были также рассчитаны интегральные параметры, направления пика спектральной плотности и разброс направлений.

2.2. Волновая модель SWAN

Модель SWAN являлась в данной работе вспомогательной и использовалась для экспериментов по исследованию эволюции частотных спектров при разных условиях и оценке влияния полей течений на ветровое волнение. При специально подобранных настройках результаты модели SWAN и WAWEWATHIII для исследуемых акваторий идентичны. Существует много работ, посвящённых исследованию ветрового волнения в Черном и Азовском морях, в которых применяется модель SWAN, например, [Ивонин и др., 2013; Мысленков, Архипкин, 2013; Мысленков и др., 2016; Гиппиус, 2018; Мысленков и др., 2017; Федоров, 2008; Бухановский и др., 2009, Akpinar et al., 2012] и др.

2.2.1. Общие сведения о модели SWAN

Модель SWAN (Simulating Waves Nearshore) была разработана в Нидерландах, в Дельфтском технологическом институте. Изначально модель была предназначена для расчета волн в мелководных прибрежных районах. В основу модели положено численное решение уравнения плотности действия в виде (2.8). Функция источника G в этом уравнении представлена теми же компонентами, что и в модели WAVEWATCHIII, но с отличиями в части, касающейся диссипации энергии волн на мелководье [Режим, диагноз и прогноз..., 2013]. Член G из соотношения (2.8) в модели является суммой следующих компонент:

$$G_{tot} = G_{in} + G_{nl3} + G_{nl4} + G_{ds,w} + G_{ds,b} + G_{ds,br} , \quad (2.8)$$

где G_{in} – рост волн при передаче ветровой энергии к морской поверхности, $G_{nl3} + G_{nl4}$ – трёхкомпонентное и четырехкомпонентное нелинейное волновое взаимодействие, отвечающие за перераспределение энергии, $G_{ds,w} + G_{ds,b} + G_{ds,br}$ – диссипация энергии за счет «барашек» на гребне, трение о дно, обрушение волн в береговой зоне соответственно [Режим, диагноз и прогноз..., 2013].

Первое слагаемое (G_{in}) отвечает за возникновение волн и их рост, для которых единственным источником, заложенным в модели, является передача ветровой энергии к поверхности моря. Эта передача описывается резонансным механизмом [Phillips, 1957] и механизмом обратной связи [Miles, 1957; SWAN..., 2007]. Ветер создает на морской поверхности случайное давление, которое формирует гармонические волны, распространяющиеся со скоростью ветра. При резонансном наложении гармоник давления и поверхности воды происходит передача энергии от ветра к морской поверхности. Этот механизм отвечает за начальные стадии роста волн, передача энергии происходит линейно во времени [SWAN..., 2007].

Образовавшиеся волны влияют на ход давления через профиль ветра в приповерхностном слое. Давление, создающееся при движении волн вверх и вниз, сообщает дополнительную энергию ветру. Этот процесс развивается экспоненциально.

Таким образом, рост волн под влиянием ветра – сумма линейного и экспоненциального компонентов. В общем виде G_{in} может быть записан так:

$$G_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta), \quad (2.9)$$

где A отвечает за линейный рост, а B – за экспоненциальный.

Следующие два слагаемые (G_{nl3}, G_{nl4}) отвечают за нелинейное перераспределение энергии по спектру и обмен волновыми компонентами. В основу этого перераспределения в модели положен эффект резонанса.

В условиях глубокой воды доминирующим является четырехволновое взаимодействие («quadruplets»), в то время как для мелкой воды главную роль играет трехволновое («triads»). При взаимодействии четырех волн энергия передается от спектрального пика к низким частотам, что уменьшает пиковую частоту, и наоборот, к высоким, где она рассеивается на «барашках». В прибрежной зоне взаимодействие трех волн перераспределяет энергию к высоким частотам, что приводит к росту амплитуды гармонических волн. Четырехволновое взаимодействие в модели рассчитывается с использованием метода DIA (Discrete Interaction Approximation), описанного в работе [Hasselmann et al., 1985]. Для расчета трехволнового взаимодействия в условиях мелкой воды в SWAN внедрен метод LTA (Lumped Triad Approximation), предложенный в [Eldeberky et al., 1996].

Последние три слагаемых отвечают за диссипацию энергии: $G_{ds,w}$ на гребне волны, $G_{ds,b}$ из-за придонного трения и $G_{ds,br}$ при обрушении по мере приближения к берегу при уменьшении глубины.

Диссипация энергии на гребне волны описывается в модели через крутизну волны. Схема данной диссипации основана на импульсной модели:

$$G_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta), \quad (2.10)$$

где Γ – коэффициент, определяемый крутизной, k – волновое число, $\tilde{\sigma}$ и \tilde{k} – средняя частота и среднее волновое число соответственно.

При приближении к берегу энергия волн перераспределяется и диссипирует в результате трения о дно. Существует несколько видов взаимодействия волн и дна: трение и просачивание в придонном слое, перемещение по мягкому дну и рассеяние на неоднородностях дна. Характер этого взаимодействия определяется состоянием поверхности

дна. Например, для континентального шельфа, дно которого преимущественно песчаное, главным механизмом считается трение:

$$G_{ds,b} = -C_b \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta), \quad (2.11)$$

где C_b – коэффициент донного трения, меняющий свое значение в зависимости от используемой схемы.

При подходе волны к берегу, ее высота становится критической, происходит обрушение волны и потеря энергии. Этот фактор диссипации энергии задается в SWAN параметром обрушения, который вычисляется для разного типа дна экспериментально. Значение параметра обрушения в файле настроек SWAN по умолчанию составляет 0.73.

Вычислительная сетка, на которой происходит расчет, должна быть задана пользователем. SWAN поддерживает несколько типов вычислительных сеток: регулярный и нерегулярный. В первом случае узлы сетки отстоят друг от друга на одинаковом расстоянии. В нерегулярной сетке плотность узлов варьируется. Кроме того, в SWAN реализована возможность вычисления на одномерной сетке. Помимо вычислительной сетки пользователь задает расчетную спектральную сетку («computational spectral grid»): минимальную и максимальную частоту и шаг спектра, и расчетное время.

Начальными условиями в SWAN выступают поля ветра и течений, батиметрия и уровень моря, а в последних версиях – поля течений и льда. В качестве начальных данных модель воспринимает поля значений или константы по всей вычислительной области.

Результаты моделирования могут выводиться в точке, на отрезке или в виде поля.

2.2.2. Настройки модели SWAN, входные и выходные данные

Как уже отмечалось выше, модель SWAN использовалась в качестве вспомогательной. С ее помощью осуществлялись эксперименты развития частотных спектров. Для модели задавались следующие настройки: шаг по направлению 5° , шаг по частотам от 0.03 до 1 Гц. Применялся режим GEN3, экспоненциальный рост волн был параметризован согласно [Komen, 1986], трение было описано согласно JONSWAP [Hasselmann et al., 1973].

В качестве входных данных задавался стационарный ветер для всей акватории для периода в 1 сутки и затем обнулялся на еще один день. Всего было проведено 4 эксперимента с разной скоростью ветра. Подробнее об этом – в главе 4.2.

Кроме того, модель SWAN использовалась для оценки влияния учета полей течения при моделировании на точность воспроизведения интегральных параметров. Входные данные о скорости течений были получены из архива Отдела дистанционных методов

исследования Морского гидрофизического института РАН [Морской портал Отдела дистанционных методов...]. Полные приповерхностные скорости получаются путем суммирования геострофической компоненты, восстановленной по данным альтиметрии [Le Traon et al., 2001; Pascual, 2006; Kubryakov, Stanichny, 2011], и дрейфовых скоростей, рассчитанных по полям ветра NCEP (GFS 0.25°) (рис. 2.9). Пространственное разрешение полей течений – 0.125° , шаг по времени – 6 ч.

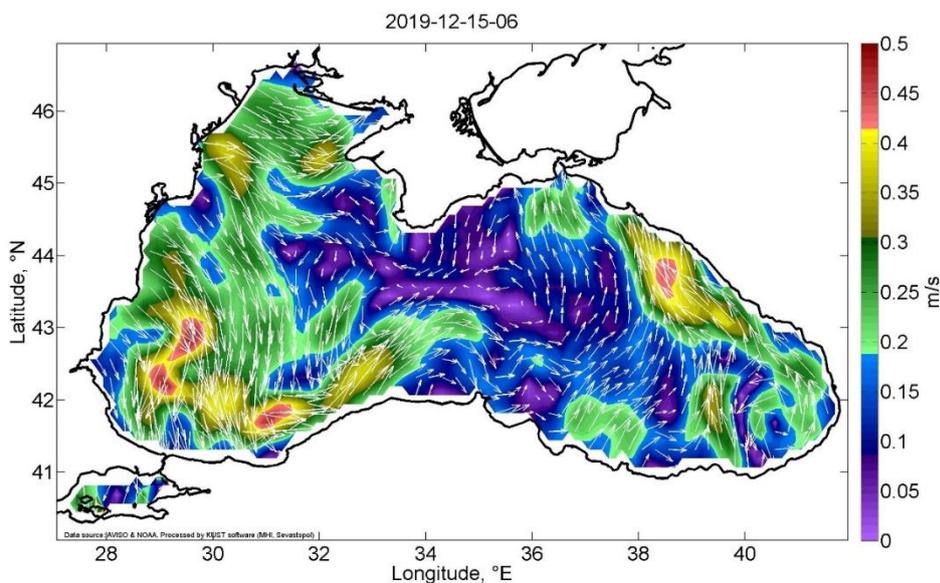


Рисунок 2.9. Скорость течений на поверхности 15 декабря 2016 г. 06:00 [Морской портал Отдела дистанционных методов...].

В модели SWAN осуществлялось два запуска с идентичными настройками, но в одном запуске учитывались поля течений, а в другом не учитывались. Далее для каждого узла вычислительной сетки значение высоты волн без учета влияния течений вычиталось из аналогичного значения с учетом течений. Затем рассчитывались разности. Результаты показаны в разделе 3.2.

2.3. Данные измерений параметров ветрового волнения

Для оценки расчетов модели были использованы данные с заякоренных буйев, располагавшихся в северо-восточной части Черного моря, а также данные спутниковой альтиметрии.

2.3.1. Данные с заякоренных буйев

В данном исследовании использованы результаты измерений двух волномерных буйев (рис. 2.10). Первый волномерный буй, Spoodrifter Spotter, был установлен недалеко от

города Геленджик на глубине около 72 м, в 6 км от берега (44.51 с.ш. 37.970 в.д.) [Saprykina et al, 2019; Saprykina et al., 2020]. Данный район Черного моря хорошо изучен в ходе экспериментов и постоянно действующих полигонов, например, [Мельников и др., 2011; Зацепин, 2014; Григорьев и др., 2019]. Spoondrifter Spotter – современный автономный волномерный буй, оснащенный солнечными батареями, способный передавать информацию в режиме реального времени. Для данного исследования анализировались интегральные параметры ветровых волн и волновые спектры с 23.07.2020 по 01.11.2020 с шагом по времени 30 минут (таблица 2.1) [Рыбалко, Мысленков, 2021а, 2021б].

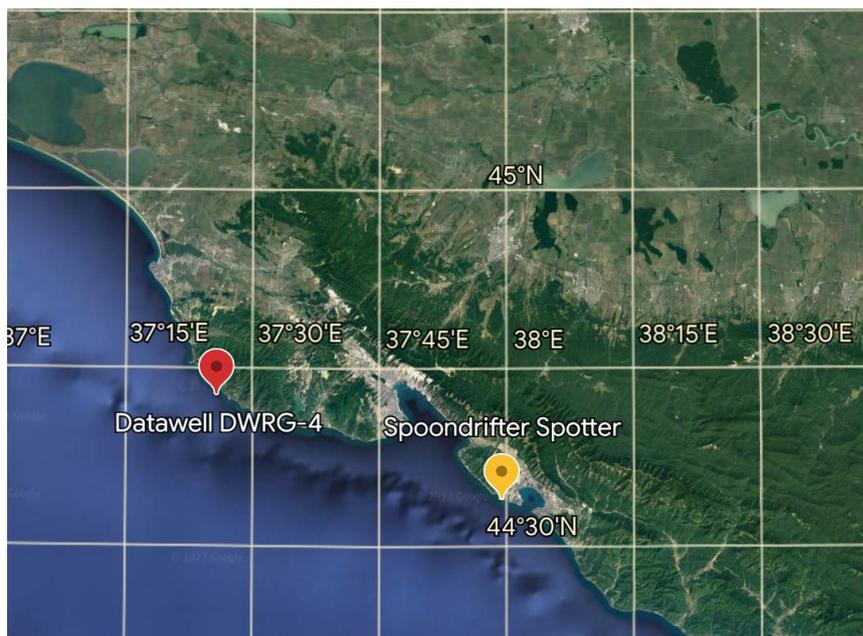


Рисунок 2.10. Местоположение буюв на северо-востоке Черного моря.

Второй буй – Datawell DWRG-4, установленный вблизи мыса Малый Утриш (рис. 2.11) [Мысленков и др., 2020]. Буй работал с конца января 2020 года до середины июля 2021 года с перерывами. Полученные ряды данных охватывают около 11 месяцев, таким образом покрывая все сезоны. Работа буя проходила в 2 этапа. Сначала Datawell DWRG-4 был установлен в точке с глубиной 18 м на расстоянии 800 м от берега. Данные с этой точки включают период около 8 месяцев. Затем 15 марта 2021 г. буй был переставлен дальше от берега на расстояние около 1500 м в точку с глубиной 42 м, где он проработал еще 3 месяца (рис. 2.11). Координаты установок, время функционирования буя и другие сведения указаны в таблице 2.1. Отдельно стоит отметить, что место постановки данного буя отличалось сложным рельефом дна.

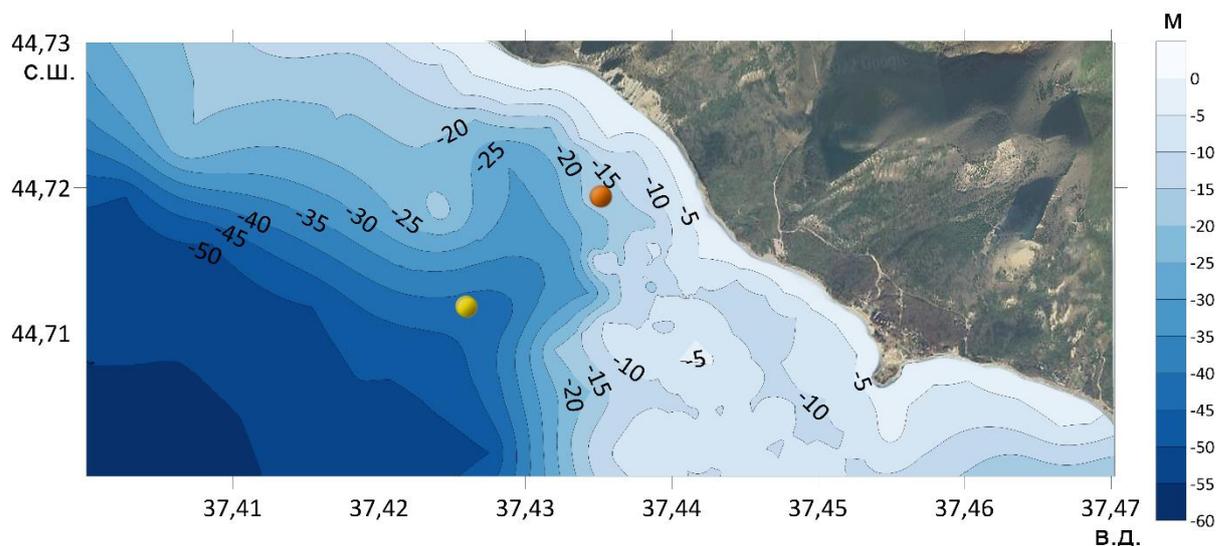


Рисунок 2.11. Местоположение Datawell DWRG-4 в районе мыса Малый Утриш в 2 фазы проведения измерений. S1 – первая фаза, S2 – вторая.

Таблица 2.1. Общие сведения о точках установки буев и полученных данных.

Буй	Spoondrifter Spotter	Datawell DWRG-4	
Стадия	-	1	2
Координаты, о	44.51 с.ш. 37.970 в.д.	44.7191 с.ш., 37.4343 в.д.	44.716 с.ш., 37.428 в.д.
Глубина, м	72	18	42
Кратчайшее расстояние до берега, м	~6000	~ 800	~ 1500
Сроки данных	23.07.2020 - 01.11.2020	31.01.2020 - 21.02.2020; 17.07.2020 - 22.10.2020; 27.10.20 - 18.02.2021	15.03.2021 - 17.06.2021
Тип данных	Нs, Tzero, Частотные спектры	Нs, Tzero, Частотные и частотно- направленные спектры	Нs, Tzero, Частотные и частотно- направленные спектры
Кол-во данных, сроки	4848	11143	4569

Перерывы в работе Datawell DWRG-4 объясняются тем, что буй был оснащен литиевыми аккумуляторными батареями и мог работать в течение 3–3.5 месяцев, после чего необходимо было производить замену батарейного блока. Datawell DWRG-4 измеряет трехмерное перемещение при помощи GPS антенны с точностью 2 см. Первичными данными являются перемещения по трем осям: x, y, z (north, west, vertical). Далее встроенное программное обеспечение обрабатывает эти данные, в результате чего становятся доступными двумерные спектры как функции частоты и направления. Среди

стандартной статистической информации рассчитывается высота значительных волн, период T_{zero} , среднее направление. В стандартном варианте все статистические параметры рассчитываются для отрезков времени по 30 мин. Частота опроса составляет 1.25 Гц. В результате были получены массивы данных о высоте значительных волн, периоде zero-crossing и волновых спектрах с шагом по времени 30 минут.

Диапазон частот спектров с бую Spooindrifter Spotter составил от 0.03 до 0.84, а с Datawell DWRG-4 — от 0.025 до 0.58 Гц. Шаг по направлению частотно-направленного спектра с бую Datawell DWRG-4 составил 4° .

2.3.1. Данные спутниковой альтиметрии

Кроме натуральных измерений, использовались данные высокоточного океанографического альтиметра AltiKa, установленного на спутнике SARAL [Steunou et al., 2015]. Альтиметр может работать как двухчастотный радиометр, что позволяет корректировать получаемые им альтиметрические измерения с учетом уровня влажности тропосферы. Конфигурация высотомера обеспечивает использование одной антенны как для альтиметрических, так и для радиометрических измерений. Высотомер AltiKa работает в диапазоне Ka (35,75 ГГц) с девиацией несущей частоты зондирующего сигнала ~ 500 МГц.

Качество данных этого альтиметра оценивалось в [Janssen et al., 2007; Jayaram et al., 2016; Kumar et al., 2015, Nithin et al., 2015]. Стандартное отклонение для высоты волн со спутника в результате сопоставления с измерениями на буюх составляет 0.21 м [Jayaram et al., 2016].

Данные о высоте волн имеют пространственное разрешение ~ 7 км и доступны через систему баз данных радаров-альтиметров [Radar Altimeter Database ...]. В данной работе сопоставлялись высоты волн за период с 15 марта 2013 по 31 декабря 2016. Всего было сопоставлено 61289 пар точек.

2.4. Методика классификации спектров ветрового волнения

Для применения классификации необходимо в первую очередь определить классы по выбранному набору параметров. В главе 1 рассматривались различные подходы к решению этой задачи в исследованиях. В данной работе классификация спектров проводилась в три этапа: 1) кластерный анализ выборки, 2) поиск референтных спектров для каждого класса и 3) определение класса для каждого спектра из базы данных.

2.4.1. Общие сведения о классификации и кластерном анализе

Кластерный анализ (кластеризация) — это задача разделения множества объектов на некие группы, называемые кластерами [Omran et al., 2007]. Каждый кластер должен содержать объекты со схожими характеристиками, в то время как объекты разных кластеров должны быть максимально различны. Ключевое различие между кластеризацией и классификацией заключается в том, что в кластеризации состав групп объектов (кластеров) не определён заранее, а определяется в ходе работы алгоритма. Применение кластерного анализа в общем виде сводится к этапам отбора выборки для кластеризации; оправления переменных, по которым будут оцениваться объекты; вычисления меры сходства между разными объектами; создания кластеров; анализ и представление результатов. После получения и анализа результатов возможна корректировка выбранной метрики и метода кластеризации до получения оптимального результата.

«Схожесть» объектов определяется «расстоянием» векторных характеристик между парой объектов. Существует множество метрик, основными из которых являются евклидово расстояние, квадрат евклидового расстояния, манхэттенское расстояние, расстояние Чебышева и степенное расстояние [Omran et al., 2007].

В данной работе применялся иерархический агломеративный кластерный анализ. В качестве метрики для определения «схожести» использовалось евклидово расстояние. Использовался восходящий алгоритм, который в начале работы помещает каждый объект в отдельный кластер, а затем объединяет кластеры во все более крупные, пока все объекты выборки не будут содержаться в одном кластере. Таким образом строится система вложенных разбиений. Недостатком этого алгоритма является система полных разбиений, которая может являться излишней в контексте решаемой задачи. В данном исследовании проводился визуальный анализ полученных кластеров, и наиболее схожие объединялись.

Классификация проводится по уже заданным классам. Существует большое количество методов проведения классификаций от простых и легко интерпретируемых до продвинутых методов машинного обучения [Xu, Wunsch, 2008].

2.4.2. Кластеризация и классификация спектров ветрового волнения

На этапе кластеризации были выбраны спектры за 2020 г. в 10 точках в разных районах Черного и Азовского морей (рис. 2.12), к которым был применен агломеративный кластерный анализ с использованием евклидового расстояния [Everitt, 1980]. Для объединения кластеров по выбранным расстояниям использовался метод Уорда (метод минимальной дисперсии) [Ward, 1963] [Rybalko et al., 2023b; Рыбалко и др., 2024a].

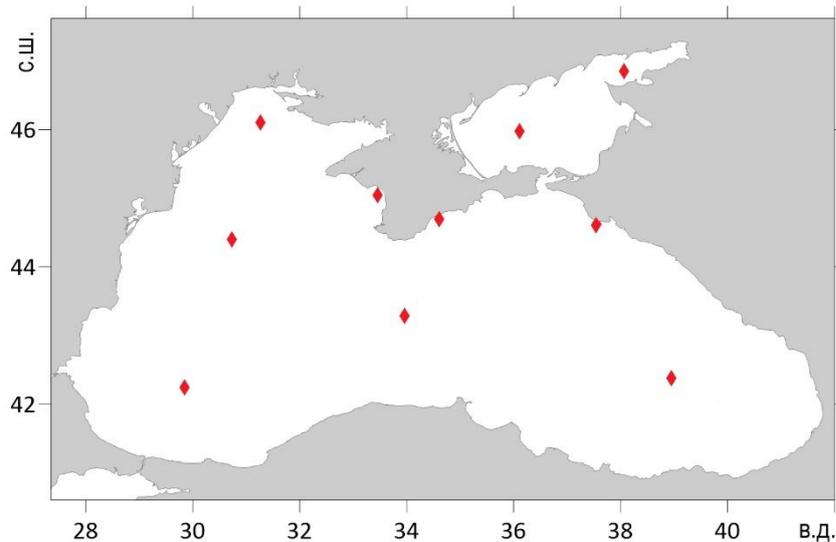


Рисунок 2.12. Схема расположения точек для кластерного анализа.

Было получено 50 кластеров, далее похожие были объединены в 23. На втором этапе внутри каждого класса выбирался референтный спектр, то есть такой модельный спектр, который максимально близок к осредненному спектру по всему классу. В результате были получены 23 референтных спектра, отличающиеся друг от друга по спектральной энергии, частоте основного пика и форме спектра, подробно описанные в **разделе 4.1**. На третьем этапе на основе референтных спектров производилась классификация частотных спектров для всей базы данных путем расчета расстояния Махаланобиса [Mahalanobis, 1936] (2.5.1) по модифицированной формуле между спектром, который необходимо классифицировать, и референтным спектром [Rybalko et al., 2023b; Рыбалко и др., 2024a]:

$$\frac{\sum_{f=0.058}^{f=0.63} (E(f)_{spectrum} - E(f)_{reference_i})^2}{R_{(spectrum,reference_i)}^2}, \quad (2.12)$$

где f – частота, Гц, $E(f)$ – спектральная плотность на частоте, $\text{м}^2/\text{Гц}$; *spectrum* – частотный спектр, который надо классифицировать, *reference_i* – референтный спектр конкретного класса, i – номер элемента, R – коэффициент корреляции между ними. Спектральная плотность на частотах, не входящих в диапазон от 0.058 до 0.63 Гц, не учитывалась, так как для Черного и Азовского морей ветровые волны с подобными характеристиками, как правило, не встречаются. Модификация классической формулы для расчета расстояния Махаланобиса была выполнена для оптимального соотношения влияния формы спектра и сдвига по уровню энергии. Подбор осуществлялся в результате тестирования множества комбинаций. Спектр попадал в тот

класс, для которого значение (2.12) было минимальным. Пример распределения спектров в два соседних класса представлен на рис. 2.13.

Все спектры со спектральной плотностью до $0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$ независимо от частоты основного пика были отнесены к классу 1.

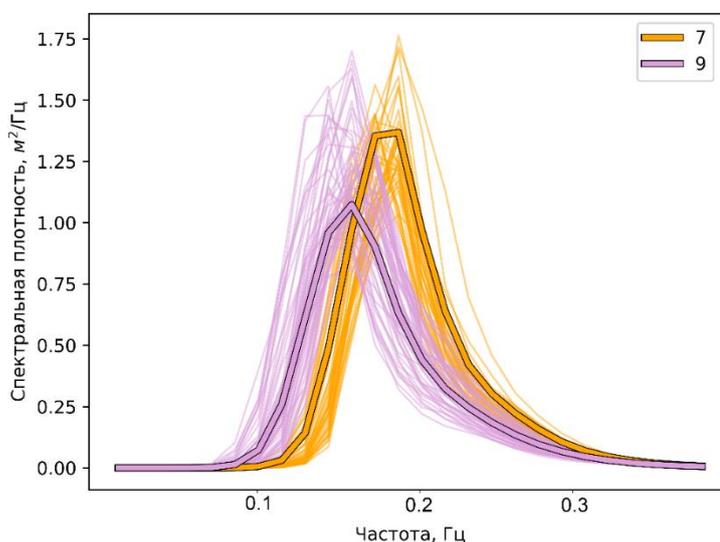


Рисунок 2.13. Результат классификации на примере двух соседних классов: 7 и 9, для точки 43.24 с.ш., 37.11 в.д. за 2020 год. Жирными линиями с черной обводкой показаны референтные спектры классов, тонкими – спектры, отнесённые к этим классам в результате классификации.

Визуальный анализ результатов классификации показал, что при выполнении классификации в первую очередь учитывалась частота максимума спектральной плотности, а затем – само значение максимума спектральной плотности.

Необходимо отметить, что спектры рассматривались как однопиковые. В [Amarouche, Акринар, 2023] исследование количества волновых систем в спектрах в Черном и Азовском морях показало, что именно однопиковые спектры представляют собой наибольший интерес в данных акваториях, так как именно однопиковые спектры имеют наибольшую спектральную плотность и низкие частоты, в то время как для спектров с несколькими волновыми системами характерны низкие спектральные плотности, не представляющие угроз для морской инфраструктуры и судов.

Описание полученных референтных спектров и классов, полученных на их основе, представлены в **разделе 4.1**. Повторяемость полученных классов в пространственной и временной изменчивости определяют климатические спектры в рассматриваемых акваториях в настоящей работе.

2.5. Методика выделения многопиковых спектров

Многопиковыми спектрами здесь и далее называются спектры с количеством пиков более 1. Наличие нескольких пиков говорит о существовании нескольких систем волн. Это могут быть одна или несколько систем зыби при отсутствии или наоборот при развитии собственно ветровых волн. В данной работе не ставилась задача определения природы волновых систем, а лишь определения количества существующих систем.

На сегодняшний день не существует единой общепризнанной методики выделения пиков в спектрах, несмотря на большое количество работ по составлению такого алгоритма (например, [Gerling, 1992]). На практике исследователи корректируют методику на основе особенностей акватории и типа используемых данных (модельные расчеты или натурные измерения). В данной работе были выбраны три критерия для определения спектров с несколькими пиками:

- энергия второго пика больше $1/7$ энергии главного пика (на рис. 2.14а – соотношение b/a);
- разность по частотам главного и второго пика >0.05 Гц;
- соотношение относительной энергии главного и второго пика больше $1/10$ (на рис. 2.14а – соотношение d/c).

Пример спектров, которые определяются как многопиковые и однопиковые, представлены на рис. 2.14.

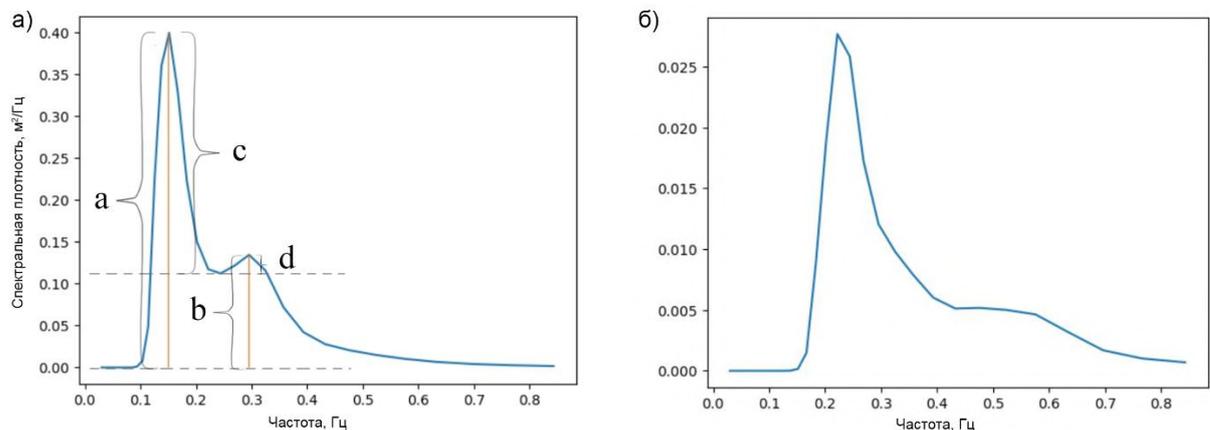


Рисунок 2.14. Пример: а) двухпикового и б) однопикового спектров по результатам обработки алгоритмом. Обозначения а, б, с, d введены для пояснения критериев определения пиков.

Определение количества пиков выполнялось только для спектров, спектральная плотность которых была >0.2 м²/Гц. Определение повторяемости многопиковых спектров рассматривалось как отдельная задача.

Глава 3. Оценка качества моделирования интегральных параметров и спектров ветрового волнения

Спектральные волновые модели активно используются в самых разных акваториях Мирового океана [Режим, диагноз и прогноз..., 2013]. Большое количество возможных настроек позволяет адаптировать модели к различным акваториям, однако, необходимо проводить оценку качества получаемых расчетов.

В данном исследовании качество работы модели оценивалось как для высоты волн, так и для спектров ветрового волнения: частотных и частотно-направленных.

3.1 Оценка качества моделирования интегральных параметров

Было выполнено сравнение высоты волн по результатам моделирования и прямым измерениям буйами. Описание мест постановки, используемых моделей и полученных данных приведено в разделе 2.3.1. Для оценки качества результатов моделирования рассчитывались систематическая ошибка (*bias*), средняя абсолютная ошибка (*MAE*), среднеквадратичное отклонение (*RMSE*) и коэффициент корреляции по формулам:

$$bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (MOD_i - OBS_i) , \quad (3.1)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |MOD_i - OBS_i| , \quad (3.2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (MOD_i - OBS_i)^2} , \quad (3.2)$$

$$R = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{MOD_i - \overline{MOD}}{\sigma_{MOD}} \right) \cdot \left(\frac{OBS_i - \overline{OBS}}{\sigma_{OBS}} \right) , \quad (3.4)$$

где *MOD* – результаты моделирования, *OBS* – измеренное значение, σ – стандартное отклонение, *i* – порядковый номер элемента. Результаты представлены в таблице 3.1.

Кроме второго периода работы буйа в районе м. Малый Утриш (17.07.2020–22.10.2020), коэффициент корреляции пар данных модель-буй демонстрируют высокие значения, более 0.7. Ошибки, напротив, довольно низкие. Модель в целом воспроизводит основные волновые события, однако рассчитанные значения имеют как положительные, так и отрицательные отклонения с преобладанием положительных (рис. 3.1) То есть модель завышает значения высоты волн.

Таблица 3.1 Значения статистических параметров оценки качества расчетов модели.

Буй	сроки	Bias, м	MAE, м	RMSE, м	R
У м. Малый Утриш (Datawell DWRG-4)	17.07.2020 - 22.10.2020	0.07	0.18	0.24	0.52
	27.10.20 - 18.02.2021	0.34	0.43	0.62	0.77
	15.03.2021- 17.06.2021	0.09	0.27	0.44	0.73
У г. Геленджик (Spoondrifter Spotter)	23.07.2020 - 01.11.2020	0.2	0.23	0.51	0.8

Сопоставление высоты волн и периода за весь период работы буя в районе мыса Малый Утриш показано на диаграмме рассеяния (рис. 3.1) [Rybalko et al., 2023a].

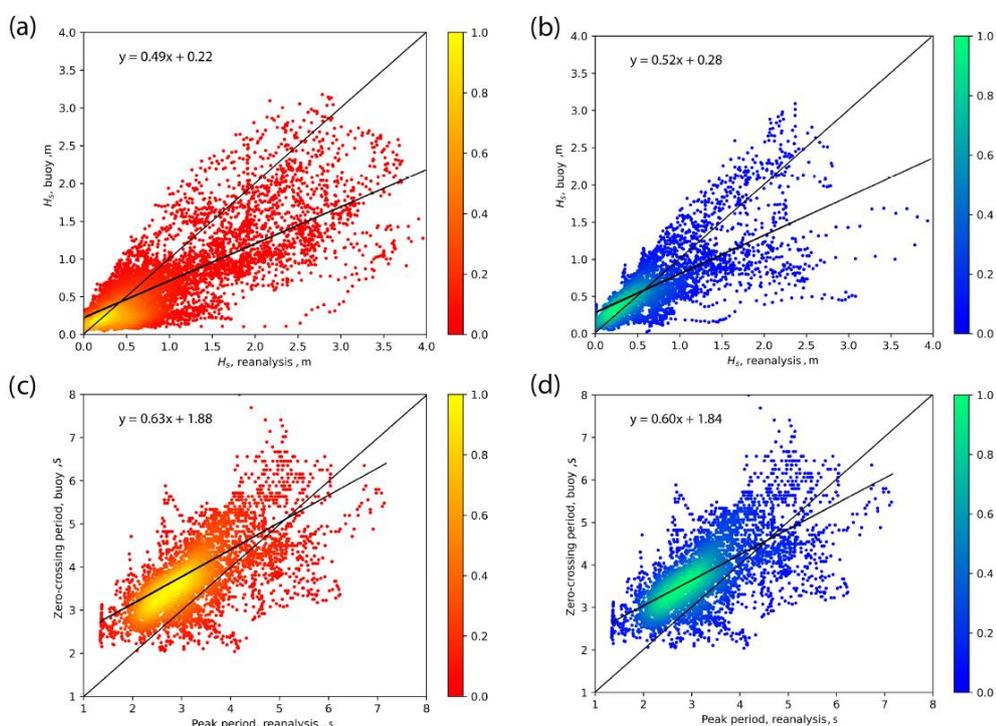


Рисунок 3.1. Сопоставление высоты волны (а, б) и периодов (с, д), где по оси х отложены результаты моделирования, а по оси у – измерения модели. Левая колонка (а, с) – первый этап постановки буя в 800 м от берега, правая (б, д) – второй этап постановки буя в 1500 м от берега [Rybalko et al., 2023a].

Видно, что модель несколько завышает значения, что демонстрируют уравнения линейной аппроксимации. Довольно широкие «облака» на диаграмме рассеяния могут свидетельствовать как о неточностях расчетов, так и о существовании некоторого сдвига по времени, который может быть вызван ошибками полей ветра. Облако на рисунке 3.1а шире, чем на рисунке 3.1б, что свидетельствует о том, что при постановке буя дальше от

берега, точность воспроизведения высоты волны моделью увеличивается. Стоит, однако, отметить, что место установки буя имеет крайне сложный рельеф дна, который, в отсутствие промеров, был не до конца известен при создании вычислительной сетки.

Тем не менее, анализ сравнения интегральных характеристик волн в прибрежных точках на северо-востоке Черного моря показал хорошую согласованность результатов измерений и моделирования.

Для всей акватории сопоставление высоты волн по модели и по данным спутниковой альтиметрии проводилось для пар точек, отстающих от друг друга не более чем на 8 км по пространству и на 1 час по времени (рис. 3.2) [Рыбалко, Мысленков, 2020; Rybalko, Myslenkov, 2023]. Для пар модель-спутник, также, как и для пар модель-буй, рассчитывались bias, MAE, RMSE и R.

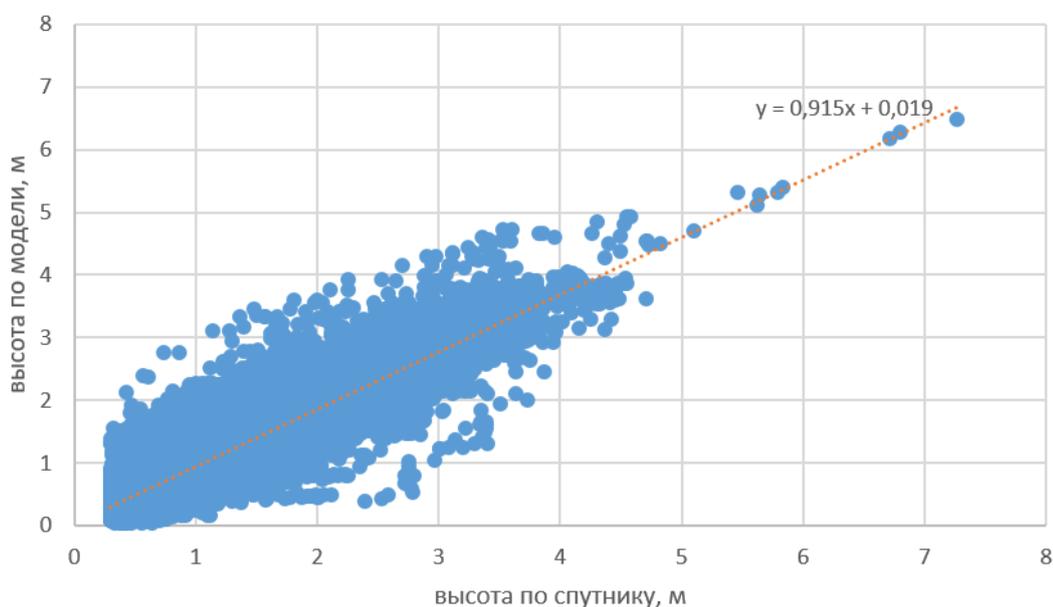


Рисунок 3.2. Диаграмма рассеяния для всего периода сравнения высоты по модельным расчетам и спутниковым измерениям.

Результаты представлены в таблице 3.2. Полученные значения показывают, что коэффициент корреляции высокий в течение всего исследуемого периода: около 0.9 за весь период и от 0.886 до 0.922 по отдельным годам. Систематическая ошибка минимальна в 2014 г., за весь период составляет от -0.041 до -0.078 м. За весь период значение равно – 0.066 м. MAE и RMSE варьируются от 0.193 до 0.238 м и от 0.251 до 0.315 м соответственно [Rybalko, Myslenkov, 2023].

Таблица 3.2. Результаты сопоставления высот волн, полученных по модельным расчетам и по данным спутниковой альтиметрии [Rybalko, Myslenkov, 2023].

Период	Bias, м	MAE, м	RMSE, м	R
2013	-0.064	0.193	0.251	0.922
2014	-0.041	0.193	0.257	0.894
2015	-0.072	0.204	0.289	0.911
2016	-0.078	0.238	0.315	0.886
Весь период исследования	-0.066	0.209	0.283	0.903

Поскольку разброс значений невелик, а коэффициент корреляции достаточно высокий, результаты работы модели могут быть использованы для исследования ветрового волнения в Черном и Азовском морях.

3.2. Оценка влияния учета полей течения при моделировании

Как было указано ранее, отдельно были проведены исследования о необходимости задания полей течений в качестве входных параметров в модель. В работах [Рыбалко, Мысленков, 2020; Rybalko, Myslenkov, 2023; Рыбалко, Мысленков, 2018] производится оценка влияния течений на высоту волн в Черном море и последующая оценка точности работы модели с учетом поля течений и без при сравнении с данными спутниковой альтиметрии.

Результаты демонстрируют незначительное влияние течений на высоту волн в Черном море. Значения разностей в отдельных точках составляют от -15 см до 10 см при усреднении во времени более месяца. В среднем высота меняется на $2-4\%$, в зависимости от сезона и района при учете течений [Рыбалко, Мысленков, 2020]. Среднегодовая разность высоты волны с учетом поля течений и без учета поля течений показана на рис. 3.3.

Отрицательные разности преобладают в большей части моря во все исследуемые годы, то есть учет влияния течений уменьшает высоту волны. Влияние течений заметно в основном тогда, когда высота волны превышает 1 м, а скорость ветра составляет $7-10$ м/с [Rybalko, Myslenkov, 2023]. Ветер, способный генерировать волны, также порождает дрейфовые течения, которые совпадают по направлению с волнами. Даже Основное черноморское течение плохо выражено на картах разностей, усредненных по году или сезону, поскольку оно достаточно изменчиво и статистически размывается в пространстве во время усреднения. В то же время дрейфовые течения в верхнем слое почти всегда

возникают в условиях наличия ветра и совпадают с направлениями распространения волн [Rybalko, Myslenkov, 2023]. При совпадении направлений течений и волн, течения уменьшают высоты волн [Боуден, 1988].

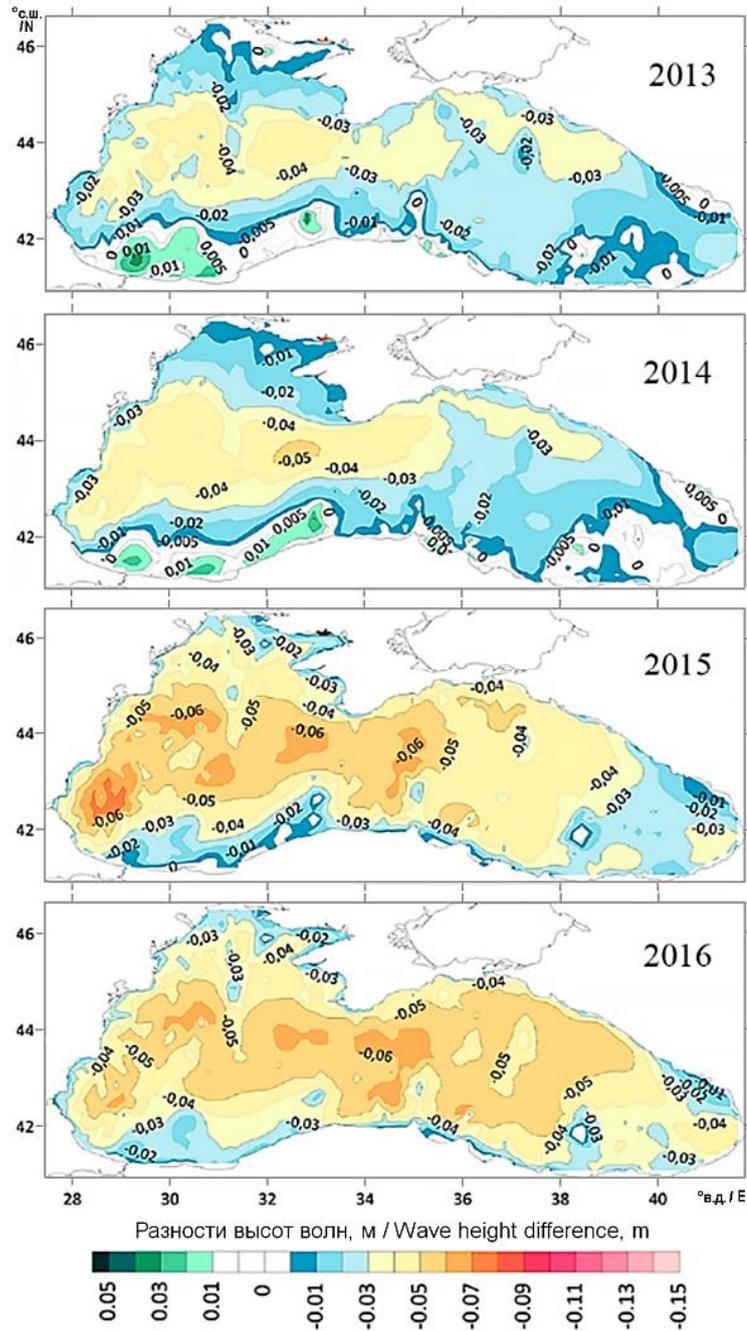


Рисунок 3.3. Среднегодовая разность высот волн с учетом поля течений и без учета поля течений в 2013-2016 гг. [Рыбалко, Мысленков, 2020].

Для периода исследования с 5 марта 2013 года по 31 декабря 2016 года, а также для каждого года отдельно была проведена оценка точности расчетов с помощью сопоставления с данными спутниковой альтиметрии и рассчитаны статистические

параметры для версий эксперимента с учетом течений (СТ) и без учета течений (БТ). Полученные значения представлены в таблице 3.3 [Rybalko, Myslenkov, 2023].

Разница между значениями метрик для СТ и БТ незначительна. Тем не менее, эксперимент БТ показывает немного лучшие результаты по всем метрикам. Коэффициент корреляции между высотами волн БТ и СТ и измерениями спутников для всего периода исследования составляет около 0.9. Значения bias, MAE и среднеквадратичной ошибки RMSE минимальны как для СТ, так и для БТ в 2014 году. Коэффициенты корреляции для обоих экспериментов достигли максимальных значений в 2013 году: 0.917 для СТ и 0.922 для БТ. Иными словами, добавление течений в модель ухудшает результат, однако разности между значениями метрик очень близки, поэтому однозначные выводы сделаны быть не могут [Rybalko, Myslenkov, 2023]. Это может свидетельствовать о минимальном влиянии течений.

Таблица 3.3. Результаты сопоставления высот волн, полученных по модельным расчетам и по данным спутниковой альтиметрии, с учетом полей течений и без [Rybalko, Myslenkov, 2023].

Период	Реализация модели	Bias, м	MAE, м	RMSE, м	R
2013	СТ	-0.08	0.20	0.26	0.92
	БТ	-0.06	0.19	0.25	0.92
2014	СТ	-0.07	0.20	0.26	0.89
	БТ	-0.04	0.19	0.26	0.89
2015	СТ	-0.12	0.22	0.30	0.91
	БТ	-0.07	0.20	0.29	0.91
2016	СТ	-0.12	0.25	0.33	0.88
	БТ	-0.08	0.24	0.31	0.89
Весь период исследования	СТ	-0.10	0.22	0.29	0.90
	БТ	-0.07	0.21	0.28	0.90

Дополнительно были рассчитаны статистические параметры для высот волн более 2 метров. Волны такой высоты составляют примерно 90-й перцентиль и представляют интерес для судоходства и эксплуатации прибрежной инфраструктуры. Результаты представлены в таблице 3.4 [Rybalko, Myslenkov, 2023].

Таблица 3.4. Результаты сопоставления высот волн более 2 м, полученных по модельным расчетам и по данным спутниковой альтиметрии [Rybalko, Myslenkov, 2023], с учетом полей течений и без.

Период	Реализация модели	Bias, м	MAE, м	RMSE, м	R
2013	СТ	-0.15	0.37	0.46	0.70
	БТ	-0.06	0.35	0.44	0.71
2014	СТ	-0.20	0.33	0.42	0.76
	БТ	-0.11	0.31	0.39	0.76
2015	СТ	-0.38	0.43	0.54	0.71
	БТ	-0.24	0.34	0.46	0.71
2016	СТ	-0.36	0.46	0.56	0.76
	БТ	-0.24	0.40	0.51	0.75
Весь период исследования	СТ	-0.29	0.40	0.49	0.78
	БТ	-0.19	0.35	0.46	0.73

Для значений высот более 2 м ошибки модели выше. Это наблюдалось и в предыдущих исследованиях и объясняется тем, что ошибка реанализа увеличивается при высоких скоростях ветра [Myslenkov, Chernyshova, 2016 (рис. 12)], а качество ветровых полей отражается на качестве результатов расчетов волн. Эксперимент БТ демонстрирует лучшие значения bias, MAE и RMSE. Однако значение коэффициента корреляции для эксперимента СТ превышает аналогичные значения для эксперимента БТ в 2014 и 2016 годах, а также для всего периода исследования. Это указывает на то, что учет течений при сильных волнах может улучшить коэффициент корреляции, но это увеличение незначительно.

Таким образом, результаты показали, что учет течений в этой акватории не демонстрирует улучшения работы модели [Рыбалко, Мысленков, 2020; Rybalko, Myslenkov, 2023], поэтому было решено не добавлять поля течений при моделировании.

3.3. Оценка качества воспроизведения моделью частотных спектров

В ходе работы сопоставлялись частотные спектры по расчетам модели и по данным измерений волномерных буев в районе г. Геленджика и м. Малый Утриш как на единичных сроках, так и при длительном осреднении.

Сопоставление единичных сроков было выполнено для нескольких волновых событий (могут быть выделены фазы роста волн, развитое волнение и фаза затухания) за летний период и в зимние месяцы [Рыбалко, Мысленков, 2021а, 2021б].

В районе мыса Малый Утриш было рассмотрено волновое событие 10–15 февраля и выбраны несколько сроков для сравнения (рис. 3.4). Для срока 11.02.20 08:30 (рис. 3.4а) наибольшее значение спектральной энергии приходилось на частоту 0.13 Гц как по результатам измерений, так и по модели – $7.8 \text{ м}^2/\text{Гц}$ и $7.3 \text{ м}^2/\text{Гц}$ соответственно. Однако на частоте 0.16 Гц в данных измерений наблюдался еще один небольшой пик, который отсутствовал в модельных расчетах. Высота волн для этого срока составляла 2.8 м. Для срока 12.02.20 14:30 (рис. 3.4б) по данным измерений наблюдались 2 пика на частотах 0.12 и 0.21 Гц, в то время как модельные результаты демонстрировали 1 пик на частоте 0.125 Гц. Этот срок характеризуется ситуацией развитого волнения, высота волн составляет 2.7 м. Абсолютное значение спектральной плотности пика по двум вариантам данных совпадают – $9.7 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Для срока 15.02.20 19:30 (рис. 3.4в) по данным измерений так же наблюдались 2 пика на частотах 0.135 и 0.16 Гц. На модельных расчетах присутствовал 1 пик на частоте 0.16 Гц. Для этого срока абсолютные значения спектральной плотности были невелики, так как высота значительных волн составляла 0.7 м [Рыбалко, Мысленков, 2021а, 2021б].

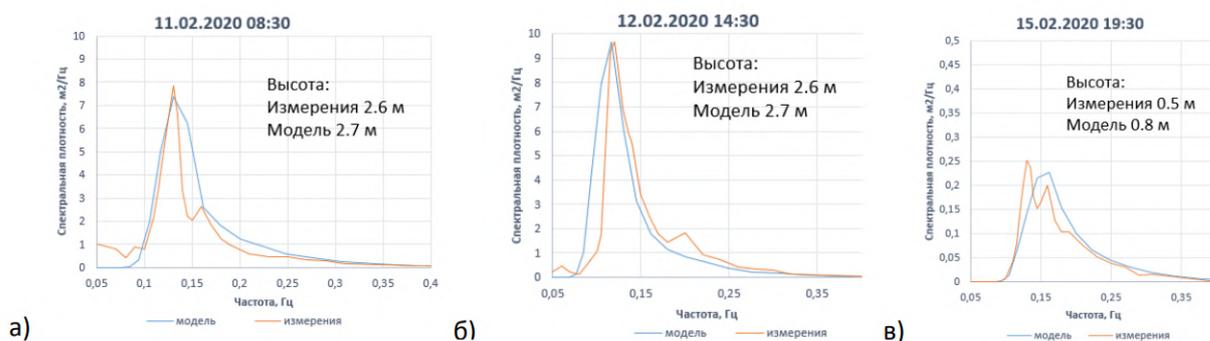


Рисунок 3.4. Сопоставление спектров в районе м. Малый Утриш.

Для сопоставления спектров близ г. Геленджик в зимние месяцы были выбраны 2 срока в период с 17 по 22 октября. Высота значительных волн для первого срока – 0.57 м по данным измерений и 0.6 по результатам моделирования. По данным измерений максимальное значение спектральной энергии приходилось на 0.18 Гц и составило $0.17 \text{ м}^2/\text{Гц}$. По модельным расчетам пик находился на частоте 0.22 Гц и составил $0.18 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Для второго срока высота волн по данным измерений – 0.52 м, а по данным модели – 0.48 м. Максимально значение спектральной энергии ($0.25 \text{ м}^2/\text{Гц}$) соответствовало частоте 0.18 Гц.

Для модельных расчётов эти значения составили $0.19 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.19 Гц . По данным измерений присутствовал еще один пик на частоте 0.43 Гц , значение спектральной энергии составило $0.03 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Для обоих сроков наблюдался небольшой пик на частоте 0.05 Гц по данным измерений, имеющий малое значение спектральной энергии [Рыбалко, Мысленков, 2021а, 2021б].

Высота значительных волн для летних месяцев по результатам измерений и модельным расчётам не превышала 1 м , кроме одного срока $20.08.20$, когда модель сильно зависила высоту волн по сравнению с измерениями в районе м. Малый Утриш. Средняя высота волн за период с 23.07 по $1.09 2020 \text{ г.}$ в районе г. Геленджик составила 0.39 м , а в районе м. Малый Утриш – 0.27 м . Есть вероятность, что волномерные приборы при штилевых условиях фиксируют судовые волны. Поэтому сопоставление спектров волнения представляется малоинформативной задачей. Тем не менее, для сравнения было выбрано волновое событие с 1 по 2 августа, которое обнаруживается на парах данных в районе г. Геленджика и м. Малый Утриш (рис 3.5). Сопоставление показывают, что модель хуже, чем при больших высотах волн, отображает спектральную плотность, однако в рассмотренном случае верно отображает частоту основного пика [Рыбалко, Мысленков, 2021а, 2021б].

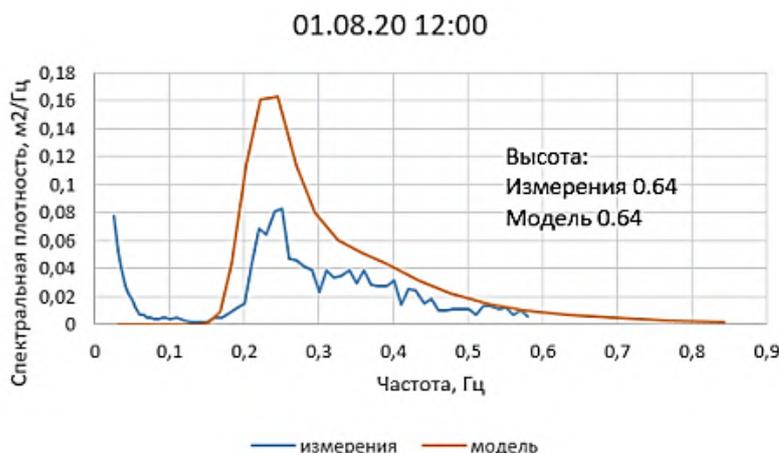


Рисунок 3.5. Сопоставление спектров в районе м. Малый Утриш.

Полученные результаты позволяют считать, что модель адекватно воспроизводит частоту основного пика и максимум спектральной энергии в рассмотренных случаях. В некоторых рассмотренных спектрах модель воспроизводит не все пики, которые наблюдаются на данных измерений [Рыбалко, Мысленков, 2021а, 2021б].

Кроме сопоставления по срокам, было проведено сравнение осредненных частотных спектров в месте постановки буй в районе м. Малый Утриш [Amarouche et al., 2023]. Сезонные осредненные спектры в районе м. Малый Утриш представлены на рис. 3.6.

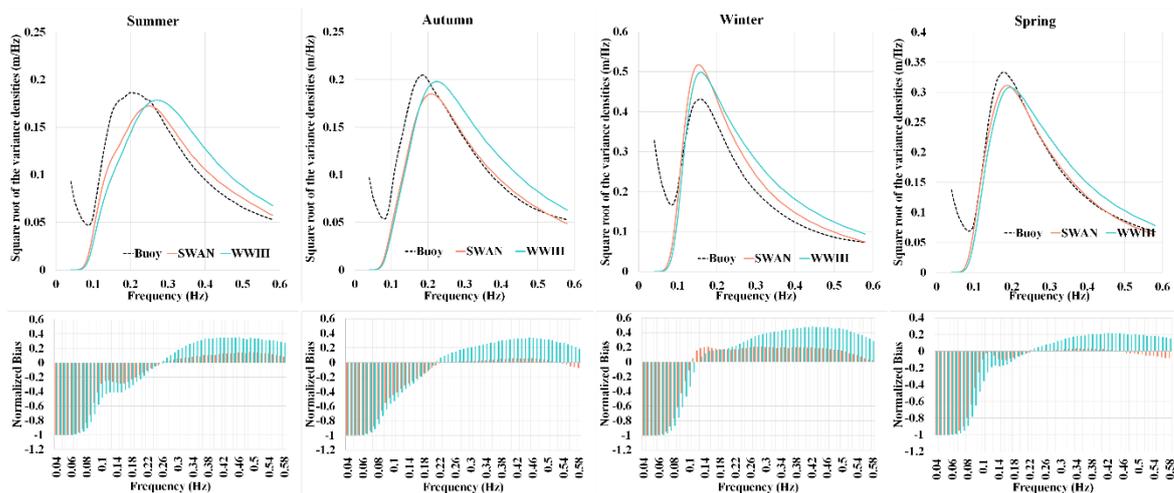


Рисунок 3.6. Осредненная по сезонам спектральная плотность (верхняя панель), рассчитанная с помощью моделей SWAN и WAVEWATCHIII, в сопоставлении с осредненными по сезонам измерениями *in situ* и нормализованная систематическая ошибка (нижняя панель), рассчитанная для обеих моделей на каждой частоте за период с 16 июля 2020 г. по 22 июня 2021 г [Amarouche et al., 2023].

Осредненные за весь период работы буя спектры представлены на рис. 3.7. Анализ показал хорошую согласованность результатов измерений и моделирования. Для каждой пары измеренного и рассчитанного спектров была определена систематическая ошибка. Модель продемонстрировала небольшие занижения значений спектральной плотности ($> -0.25 \text{ м}^2/\text{Гц}$) в диапазоне частот от 0.04 до 0.2 Гц и небольшие завышения значений ($< 0.25 \text{ м}^2/\text{Гц}$) для высоких частот. Коэффициент корреляции превышал 0.8 для частот от 0.1 до 0.35 Гц и находился в диапазоне от 0.65 до 0.8 для более высоких частот [Amarouche et al., 2023].

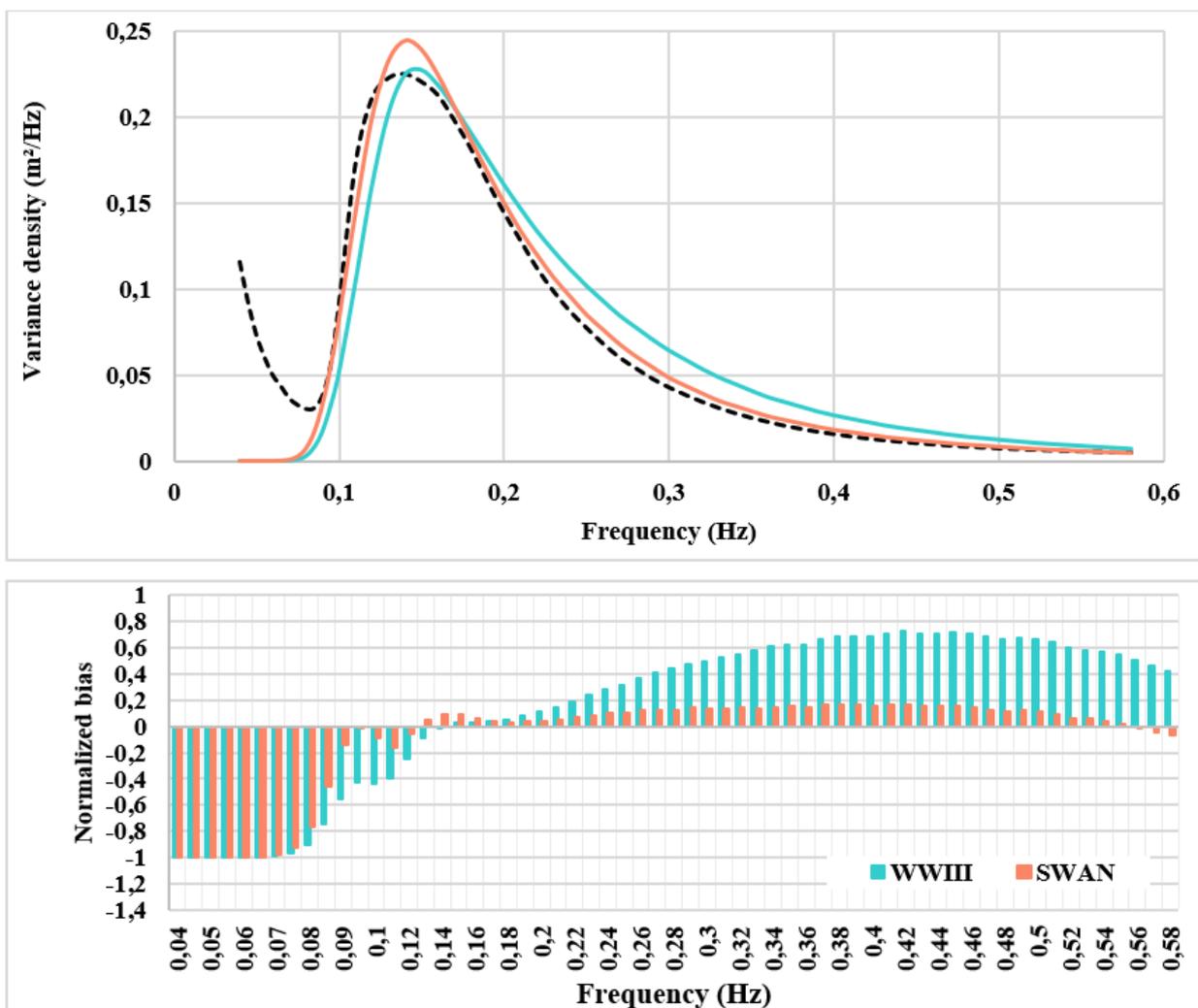
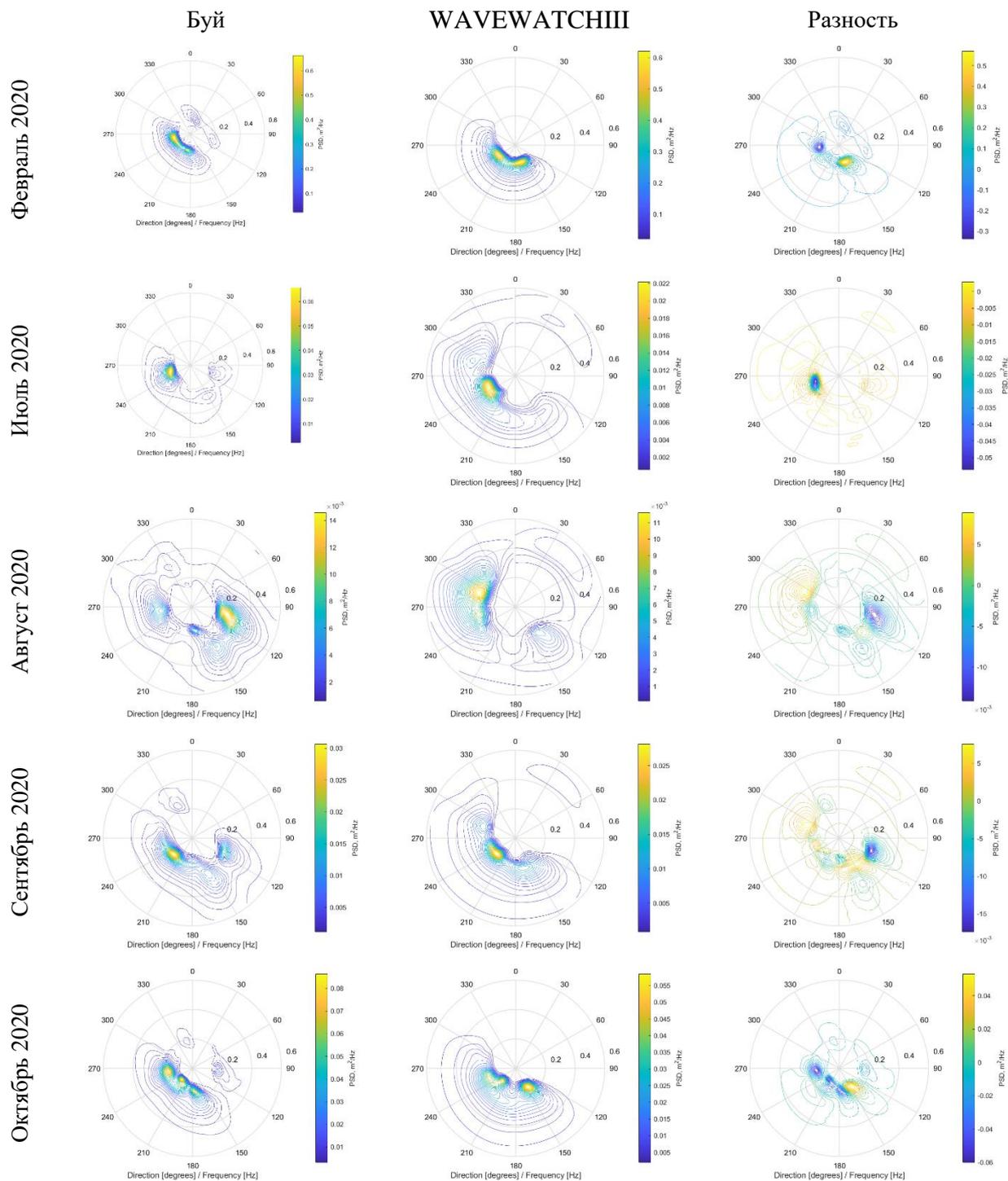


Рисунок 3.7. Спектральная плотность (верхняя панель), рассчитанная с помощью моделей SWAN и WAVEWATCHIII, в сопоставлении с измерениями *in situ* и нормализованная систематическая ошибка (нижняя панель), рассчитанная для обеих моделей на каждой частоте за период с 16 июля 2020 г. по 22 июня 2021 г [Amarouche et al., 2023].

Область в низких частотах по данным измерений, видимая на всех рисунках, является артефактом измерения, и впоследствии была отфильтрована. Необходимо так же учитывать, что, как было отмечено ранее, место установки буя имело сложный рельеф дна, который не был до конца разрешен в батиметрии модели из-за отсутствия промеров. Другие сопоставления и детальные выводы описаны в [Amarouche et al., 2023].

3.4. Оценка качества моделирования частотно-направленных спектров

Частотно-направленные спектры являются носителями наиболее подробной информации о ветровом волнении. Для более полной оценки точности работы модели были сопоставлены частотно-направленные спектры по расчетам модели WAVEWATCHIII и измерениям волномерного буйа в районе м. Малый Утрищ, осредненные по месяцам [Amarouche et al., 2023] (рис. 3.8).



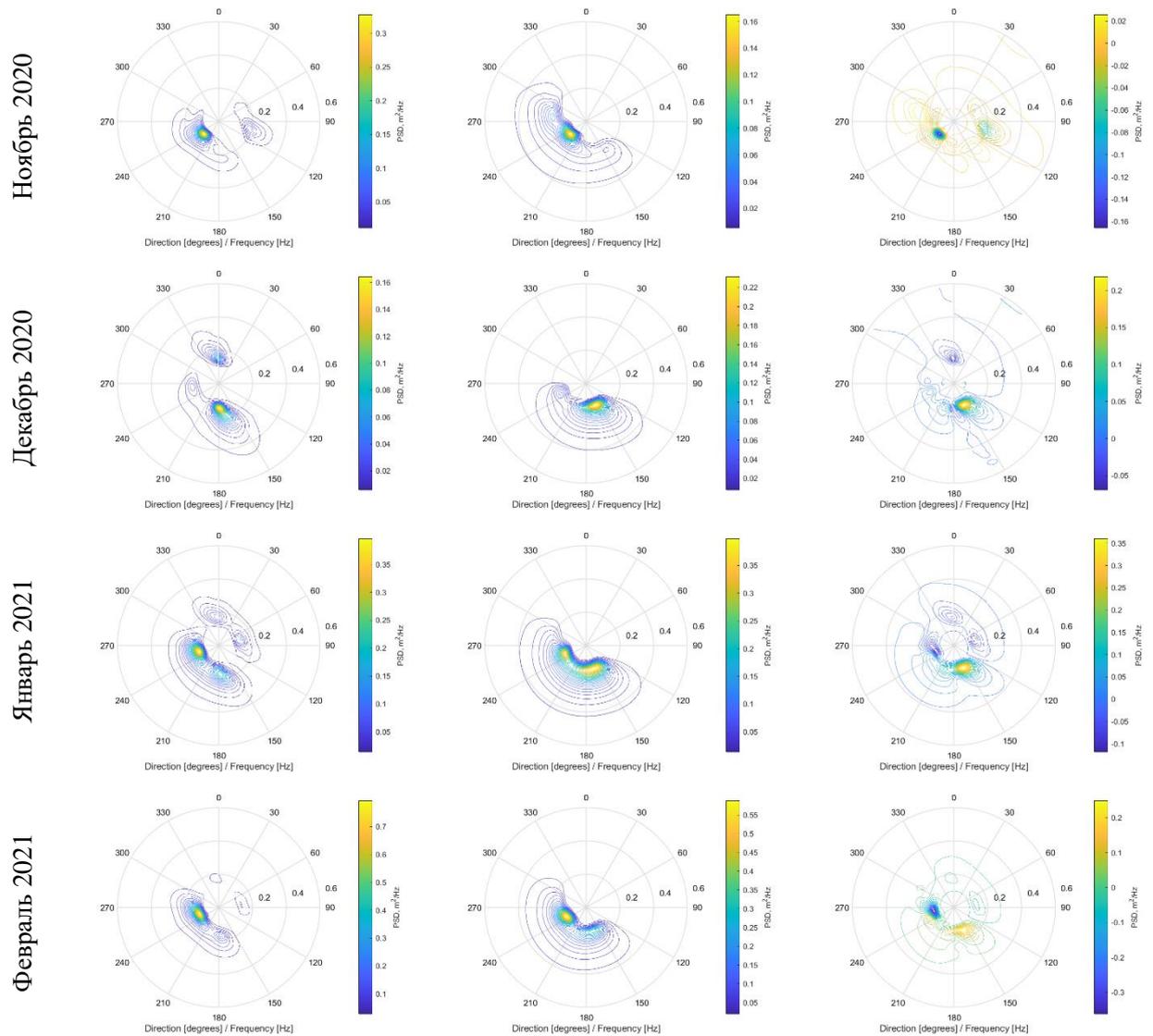


Рисунок 3.8. Усредненные частотно-направленные спектры волнения по измерениям бую (первая колонка) и модели WWIII (средняя колонка) [Amarouche et al., 2023], а также разности (последняя колонка).

Несмотря на наличие разностей в каждом месяце исследования, за исключением отдельных месяцев, модель достаточно точно воспроизводит значения спектральной плотности по порядку величины и распределение плотности по частоте. В основном разности обусловлены несовпадением распределения плотности по направлениям. При этом надо отметить, что эти несовпадения в среднем находятся в пределах $\pm 5-10^\circ$.

Исключения наблюдаются для случаев с низкой спектральной плотностью и высокой частотой, а также для волн, распространяющихся с севера и северо-востока. Модель не воспроизводит в этом секторе значения спектральной плотности, обнаруживаемые на измерениях. Это объясняется сложностью батиметрии в месте постановки бую. Подводные скалы, расположенные к западу от местоположения бую,

рассеивают энергию с этого направления. Для волн из открытого моря модельные расчеты соответствуют измерениям, в основном это направления 220–270° и 110–170° [Amarouche et al., 2023].

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод, что даже в местах со сложной батиметрией модель достаточно точно воспроизводит форму спектра и значение спектральной плотности и частоты основного пика, близкие к измерениям с буя.

Глава 4. Классификация частотных спектров ветрового волнения

Для анализа пространственной и временной изменчивости частотных спектров были выделены 23 референтных спектра, по которым проводилась классификация за весь период исследования. Референтные спектры отличаются по частоте пика и значению спектральной плотности.

Были проведены эксперименты с помощью модели SWAN со стационарным ветром разных скоростей для выявления условий образования некоторых классов. Рассмотрены отдельные волновые события, в которых проведена классификация спектров.

Дополнительно для 2020 г. было выполнено исследование повторяемости спектров с более чем 1 системой волн в разные сезоны.

4.1. Референтные спектры Черного и Азовского морей

Полученные в результате кластеризации 23 референтных спектра, которые использовались для выполнения классификации, представлены на рис. 4.1.

Характеристики классов, полученных на основе референтных спектров, такие как средняя частота основного пика и средние значения максимумов спектральной плотности, представлены в таблице 4.1. [Rybalko et al, 2023b; Рыбалко и др., 2024a]. Классы нумеровались от максимальной частоты пика (самых коротких волн) до минимальной (длинных волн), а в диапазонах схожих частот дополнительно выделялись классы по значению максимума спектральной плотности. Вне зависимо от частоты пика, в класс 1 были отнесены все спектры со спектральной плотностью $<0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Таким образом, например, классы 3 и 4, 5 и 6 являются схожими по форме и частоте пика, но имеют разные значения спектральной плотности [Рыбалко и др., 2024a]. Кроме того, в таблице указана средняя скорость ветра, при которой наблюдался тот или иной класс, и медианное значение скорости на примере 2019 года. Гистограммы со значениями скоростей ветра для классов представлены на рис. 4.2.

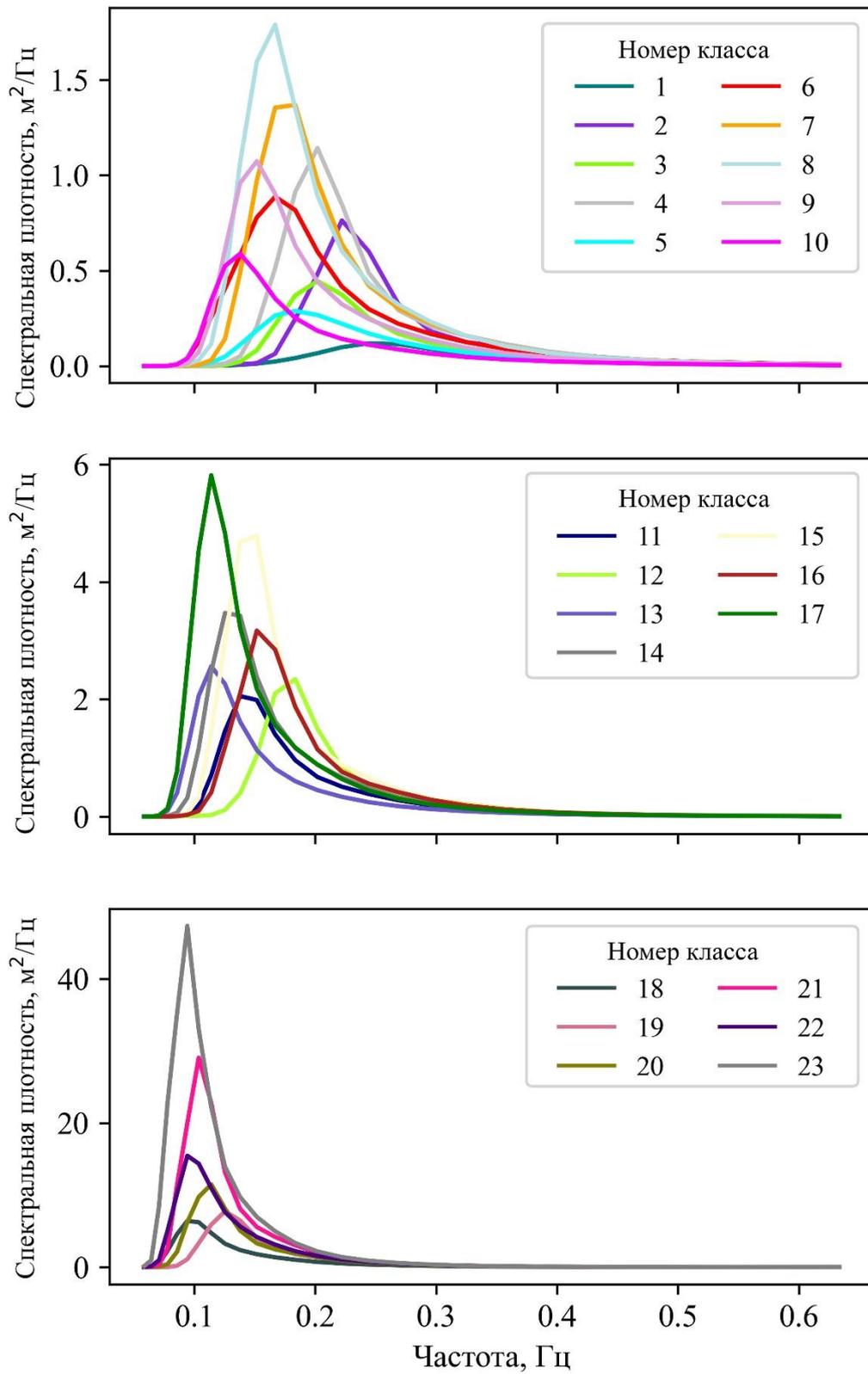
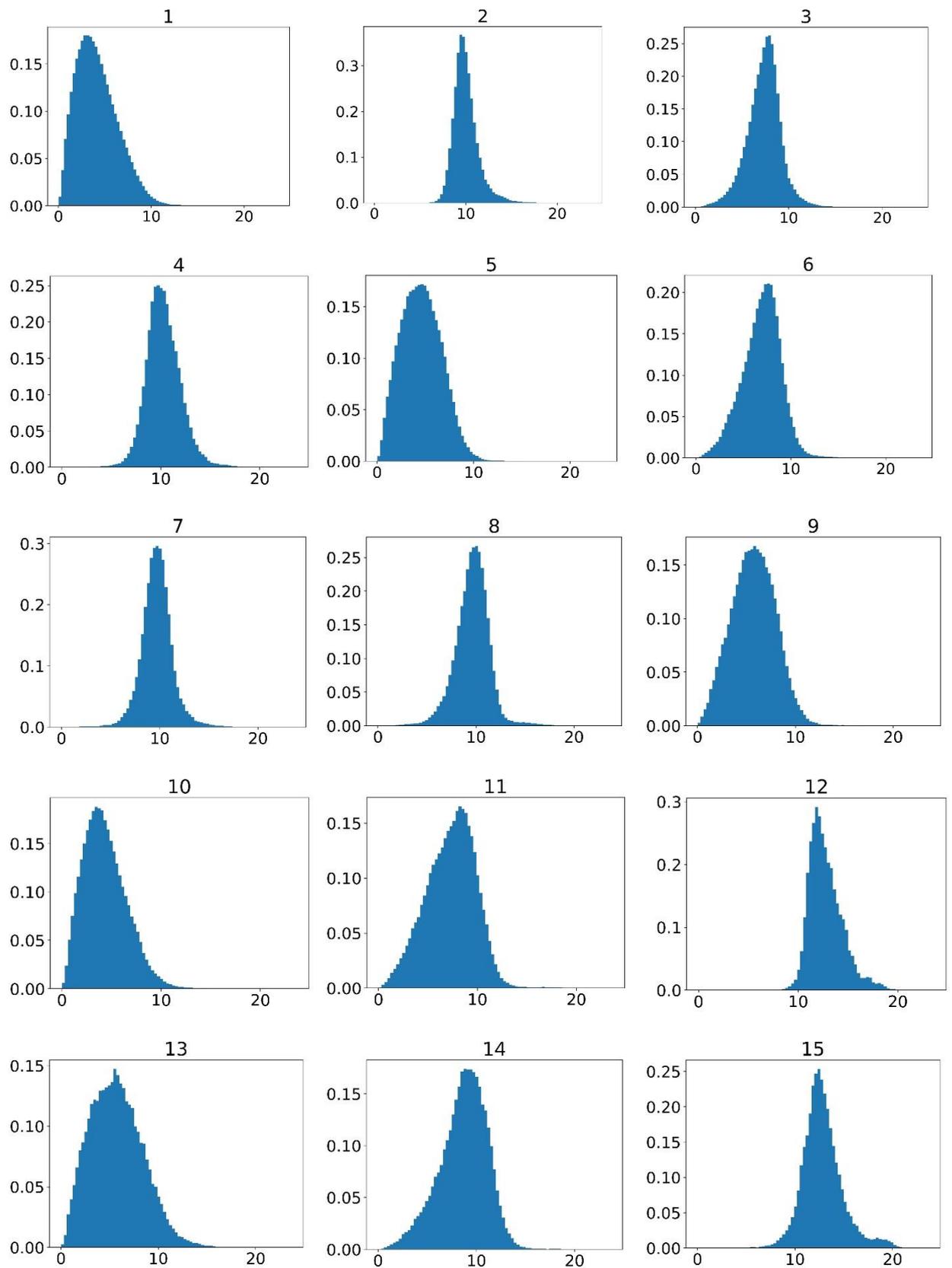


Рисунок 4.1. Референтные спектры, по которым выполнялась классификация [Рыбалко и др. 2024а].

Таблица 4.1. Характеристики выделенных классов и значения скоростей ветра для каждого класса [Рыбалко и др. 2024а].

Номер класса	Средняя частота основного пика в классе, Гц	Среднее значения максимума спектральной плотности в классе, м ² /Гц	Примерный диапазон значение максимума спектральной плотности в классе, м ² /Гц	Средняя скорость ветра, м/с	Медиана Скорости ветра, м/с
1	0.25	0.15	до 0.30	4.17	3.87
2	0.22	0.76	0.30-0.85	10.00	9.82
3	0.20	0.44	0.20-0.65	7.34	7.48
4	0.20	1.14	0.65-1.35	10.27	10.16
5	0.18	0.30	0.20-0.60	4.60	4.51
6	0.17	0.90	0.60-1.05	6.91	7.08
7	0.18	1.35	1.05-1.55	9.72	9.70
8	0.17	1.79	1.15-1.95	9.62	9.71
9	0.15	1.03	0.65-1.40	5.74	5.73
10	0.14	0.60	0.20-0.80	4.35	4.09
11	0.14	2.05	1.00-3.20	7.32	7.5
12	0.18	2.34	1.00-2.75	12.77	12.49
13	0.10	2.50	1.25-3.75	5.72	5.56
14	0.12	3.26	2.25-5.00	8.67	8.90
15	0.15	4.08	3.15-6.00	12.80	12.61
16	0.12	3.31	2.05-4.15	11.88	11.67
17	0.11	5.09	3.95-8.85	8.61	8.80
18	0.09	6.27	5.00-9.25	6.63	6.23
19	0.12	7.65	6.15-9.25	12.83	12.83
20	0.11	10.98	7.00-13.5	12.59	12.80
21	0.10	29.00	12.00-35.00	16.71	16.76
22	0.094	15.46	9.00-25.00	11.28	12.01
23	0.09	47.00	более 25	17.34	17.20



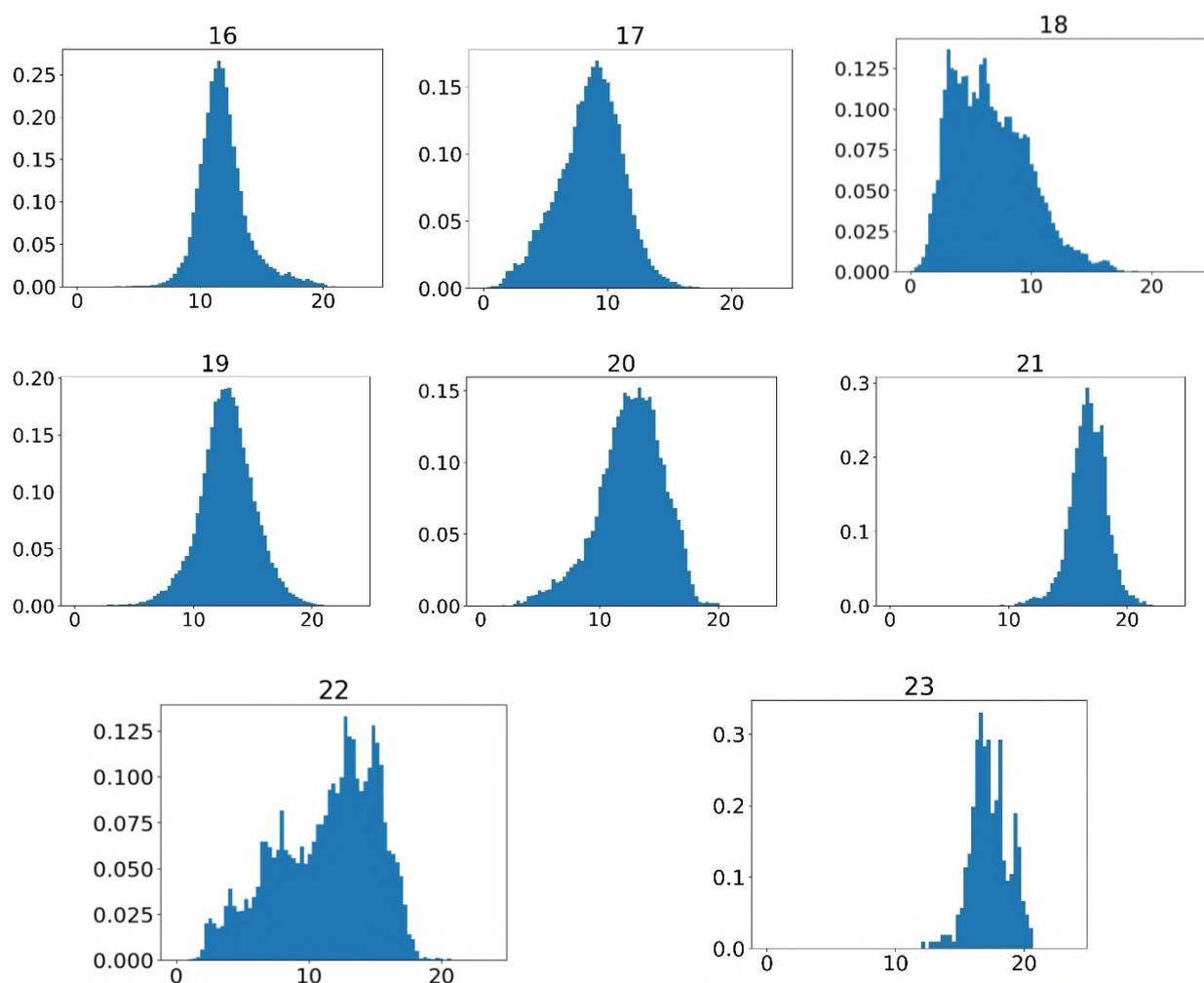


Рисунок 4.2 Скорость ветра при наблюдении конкретного класса. Номер класса указан над гистограммой. По оси x – скорость ветра, м/с.

Из таблицы 4.1 и рисунка 4.2 видно, что средняя скорость ветра не может быть однозначно соотнесена с тем или иным классом, что неудивительно, так как существует еще много параметров среды, влияющих на форму и характеристики спектра. Тем не менее, можно отметить, что спектры класса 1 образуются при малых скоростях ветра, в среднем до 4–5 м/с. Также при малых скоростях ветра наблюдаются классы 5, 9, 10, 13, но в этих классах частота смещена к более низким значениям, что может свидетельствовать о затухающем волнении. При средних скоростях более 15 м/с наблюдаются классы 21 и 23. Интересно, что класс 22 наблюдается при большом диапазоне скоростей ветра, от 3 до 20 м/с, со средним значением около 11 м/с. Возможное объяснение – наличие большого количества волн зыби в этом классе, которые не связаны непосредственно с ветром.

Характерные для каждого референтного класса значения соответствующих интегральных характеристик представлены в таблице 4.2. Средние значения и медианы высоты, длины и периода очень близки, что показывает отсутствие серьезных «выбросов».

А вот диапазоны всех трех интегральных характеристик для большинства классов довольно значительны и пересекаются со значениями для соседних классов, что свидетельствует о том, что полученные референтные классы не могут быть однозначно определены интегральными параметрами.

Таблица 4.2. Интегральные характеристики для выделенных классов, H_s – высота волн, м; L_m – средняя длина волн, м; T_g – средний период волн, с.

№ класса	H_s средняя	H_s медиана	Диапазон H_s	L_m средняя	L_m медиана	Диапазон L_m	T_g средний	T_g медиана	Диапазон T_g
1	0.33	0.31	0.00-1.00	18	17	0.00-183	3.12	3.16	0.00-11.61
2	1.06	1.05	0.68-1.97	25	25	17.15-70	3.94	3.93	3.36-6.02
3	0.94	0.94	0.60-1.38	29	29	15.95-66	4.20	4.19	3.44-5.83
4	1.31	1.30	0.69-2.14	33	33	21.97-80	4.48	4.48	3.78-6.49
5	0.77	0.76	0.41-1.34	39	38	15.76-82	4.81	4.80	3.57-6.72
6	1.19	1.18	0.62-2.15	43	43	22.75-89	5.09	5.09	3.79-7.00
7	1.47	1.46	0.76-1.96	40	40	22.63-76	4.93	4.92	3.71-6.42
8	1.65	1.64	0.72-2.18	47	48	24.17-84	5.35	5.34	3.67-6.90
9	1.28	1.28	0.67-1.83	54	53	23.03-91	5.71	5.68	3.79-7.11
10	0.92	0.92	0.33-1.73	58	56	20.76-114	6.04	5.95	3.87-8.60
11	1.66	1.65	0.63-2.22	61	60	24.09-88	6.06	6.04	3.75-7.18
12	1.78	1.76	1.03-2.32	41	41	22.87-88	5.01	5.02	4.36-6.93
13	1.59	1.62	0.29-2.64	80	80	22.75-167	7.20	7.14	4.11-10.30
14	2.11	2.10	0.77-2.82	71	70	31.10-94	6.51	6.50	4.18-7.42
15	2.45	2.43	1.93-3.34	62	62	41.02-82	6.13	6.12	5.70-6.92
16	2.05	2.04	1.68-2.63	52	53	35.30-91	5.63	5.63	5.21-7.06
17	2.46	2.44	1.87-3.31	88	88	50.07-122	7.37	7.37	6.49-8.66
18	2.52	2.59	0.31-3.64	101	103	31.61-172	8.34	8.28	5.08-10.96
19	2.95	2.92	2.29-3.92	78	78	52.81-97	6.85	6.85	6.35-7.58
20	3.39	3.36	2.61-4.34	97	97	62.59-126	7.67	7.65	7.09-8.71
21	4.70	4.68	3.95-5.33	116	116	87.62-132	8.40	8.40	7.95-8.87
22	3.85	3.86	2.98-4.68	114	114	76.11-147	8.54	8.51	7.80-9.70
23	5.77	5.77	5.33-6.29	145	145	119.25-157	9.36	9.34	9.07-9.68

Предложенная классификация учитывает развитие спектров морского волнения при разных скоростях и продолжительности действия ветра и разгоне. Финальное количество референтных спектров и, соответственно, классов было определено путем тестирования разного количества кластеров. Именно такое количество классов позволило подробно рассматривать изменчивость частотных спектров ветровых волн в исследуемых акваториях Рыбалко и др., 2024].

4.2. Условия образования некоторых классов на основе численных экспериментов

Стоит отметить, что все многообразие спектров формируются под большим количеством различных сочетаний волнообразующих факторов. Рассмотреть все варианты не представляется возможным. Однако для выявления условий образования некоторых классов были проведены эксперименты с помощью модели SWAN. Для точки на глубокой воде в центре моря с координатами 43.34 с.ш., 33.85 в.д. были запущены тестовые расчеты развития спектров. Ветер задавался стационарным для периода в 1 сутки и затем обнулялся на еще один день. Ветер был направлен во всех экспериментах на север, а значения скорости были выбраны такими, которые характерны для исследуемых акваторий в разные сезоны: 5, 8, 10 и 15 м/с. Частотные спектры и высота волн выводились каждый час.

Тестовый расчет для ветра со скоростью 15 м/с показал, что максимальная высота волн при таком ветре достигается спустя 22 часа от начала действия ветра, и составляет 3.7 м. Спектры ветрового волнения при этом эволюционируют следующим образом (рис. 4.3): волны меньше 1 метра относятся к классу 1, через 8 часов после начала действия ветра максимум спектральной плотности составляет $0.36 \text{ м}^2/\text{Гц}$ и располагается на частоте 0.27 Гц. Затем следующий час наблюдается класс 2, а при достижении высоты волн 1.5 м наблюдается класс 4. Максимум спектральной плотности при этом составляет $1.9 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.19 Гц. Затем последовательно развиваются классы 12, 16, 15. Когда через 16 часов после начала действия ветра высота волн переходит порог в 3 м, наблюдается класс 19. Максимум спектральной плотности в этот момент составляет $10.5 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.13 Гц. Наибольшему развитию волнения при постоянной скорости ветра 15 м/с соответствует класс 20, оно развивается к концу суток после начала действия ветра. Максимальная спектральная плотность располагается на частоте 0.12 Гц и составляет $15.1 \text{ м}^2/\text{Гц}$.

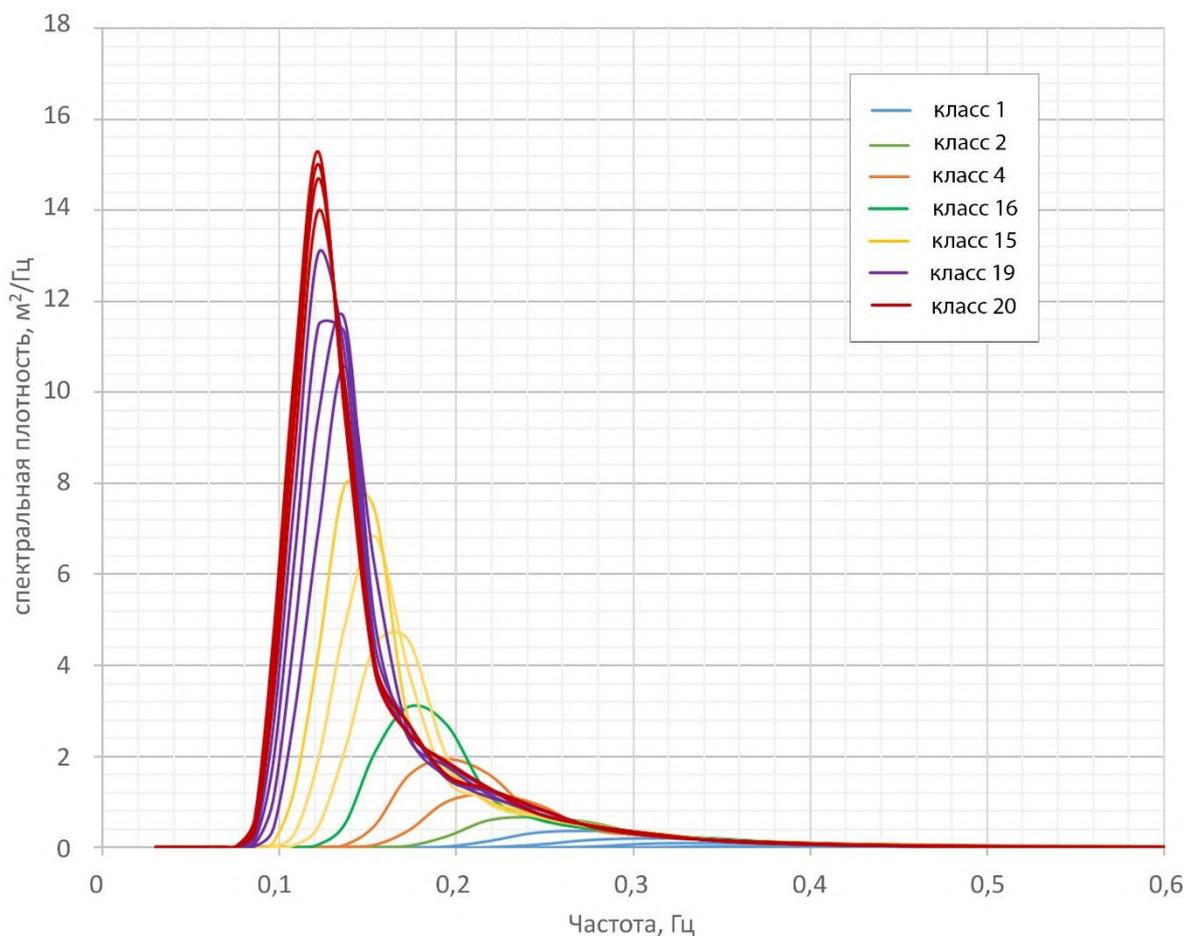


Рисунок 4.3. Эволюция спектров при постоянном ветре со скоростью 15 м/с за 1 сутки.

После прекращения действия ветра волнение затухает, в течение последующих суток наблюдаются последовательно классы 17, 13, 10 (рис. 4.4). Класс 17 соответствует затухающим волнам до 2 м. Класс 13 соответствует волнам до 1.3 м. Через сутки после прекращения действия ветра максимальная спектральная плотность составляет 0.34 м²/Гц на частоте 0.15 Гц.

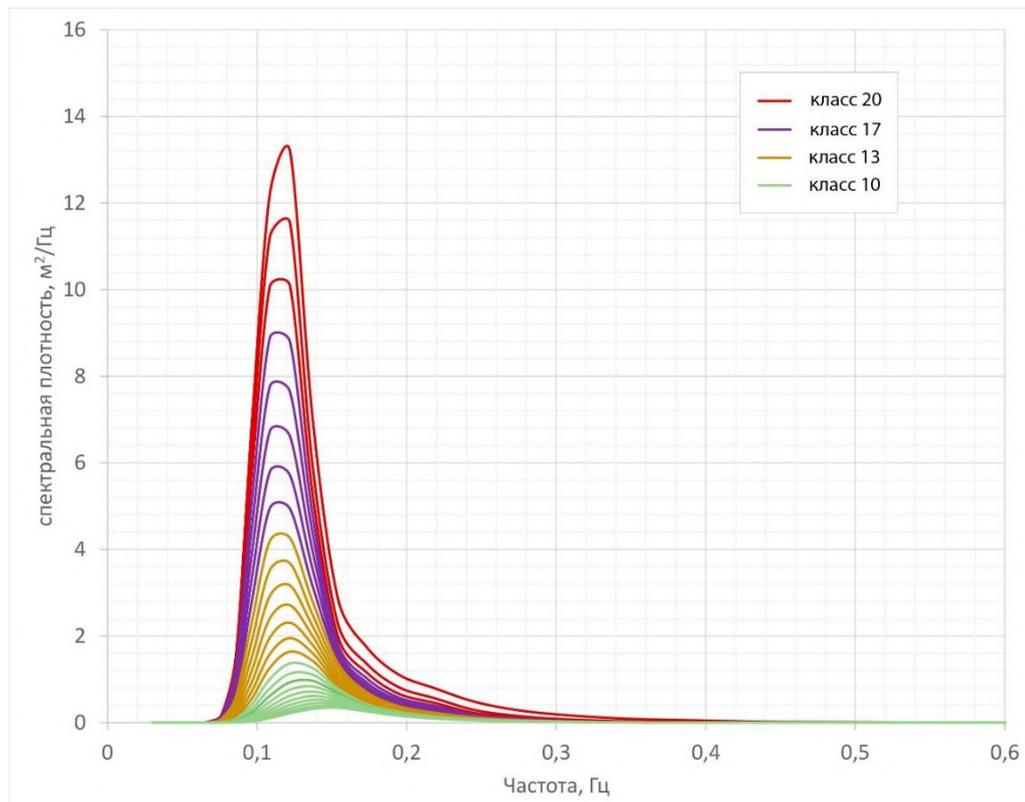


Рисунок 4.4. Эволюция спектров в течение одних 1 суток после прекращения действия ветра 15 м/с.

Тестовый расчет для ветра со скоростью 10 м/с показал, что высота волн становится более 1 м спустя 10 часов после начала действия ветра данной скорости. Еще через 6 часов высота волн достигает 1.5 м. Затем она продолжает медленно увеличиваться и, спустя 21 час после начала действия ветра, становится максимальной, 1.6 м. Эволюция спектров при заданной скорости ветра показана на рис. 4.5. Класс 1 наблюдается первые 9 часов. Максимум спектральной плотности на 9-м часу составляет $0.34 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.28 Гц. Следующие 2 часа наблюдается класс 2. Спектральная плотность увеличивается до $0.8 \text{ м}^2/\text{Гц}$, а частота несколько уменьшается, до 0.21 Гц. Затем следующие 3 часа при дальнейшем уменьшении частоты и увеличении спектральной плотности наблюдается класс 4. Частота становится меньше 0.2 Гц, а спектральная плотность превышает $1 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Следующие 4 часа наблюдается класс 7 и к 19 часам с момента начала действия ветра устанавливается класс 8. К концу суток максимум спектральной плотности составляет более $2 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.17 Гц.

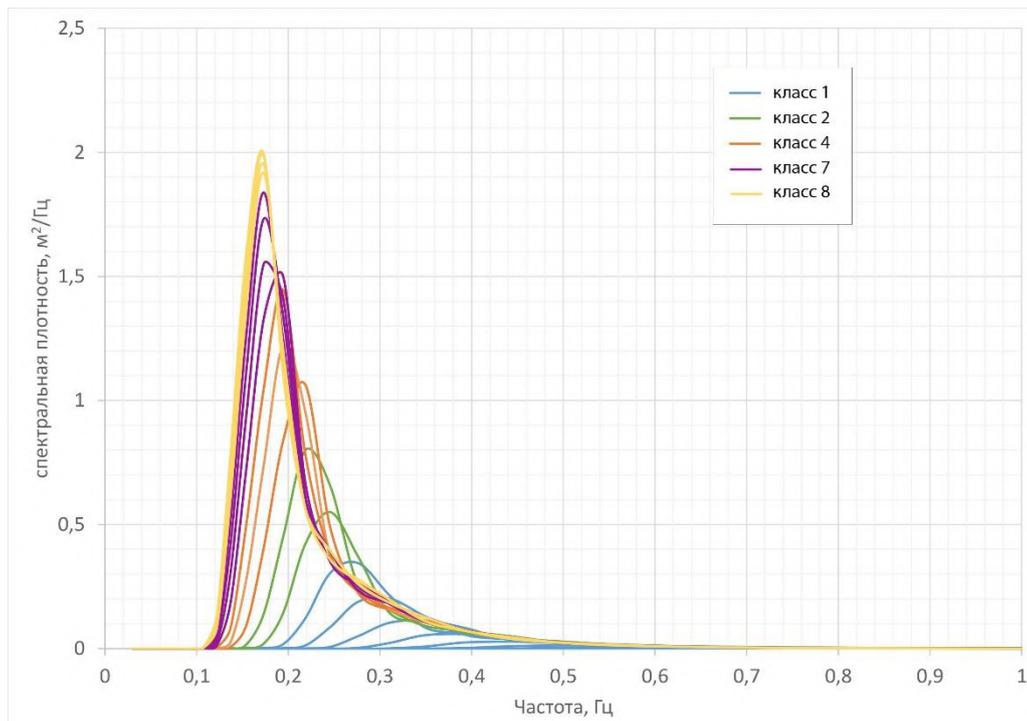


Рисунок 4.5. Эволюция спектров при постоянном ветре со скоростью 10 м/с в течение 1 суток.

После прекращения действия ветра высота волн постепенно уменьшается до значений меньше 1 м в течение 10 часов. К концу суток высота волн составила меньше 0.5 м. Изменение спектров при этом представлено на рис. 4.6. Класс 8 через 3 часа сменяется классом 9, который наблюдается следующие 7 часов. Спектральная плотность уменьшается до $0.8 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.15 Гц. Затем в течение 1 часа наблюдается класс 6 и два часа – класс 10. Затем продолжительное время наблюдается класс 5. Максимальная спектральная плотность через 22 часа после прекращения действия ветра составляла $0.21 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0.17 Гц. Затем наблюдался класс 1.

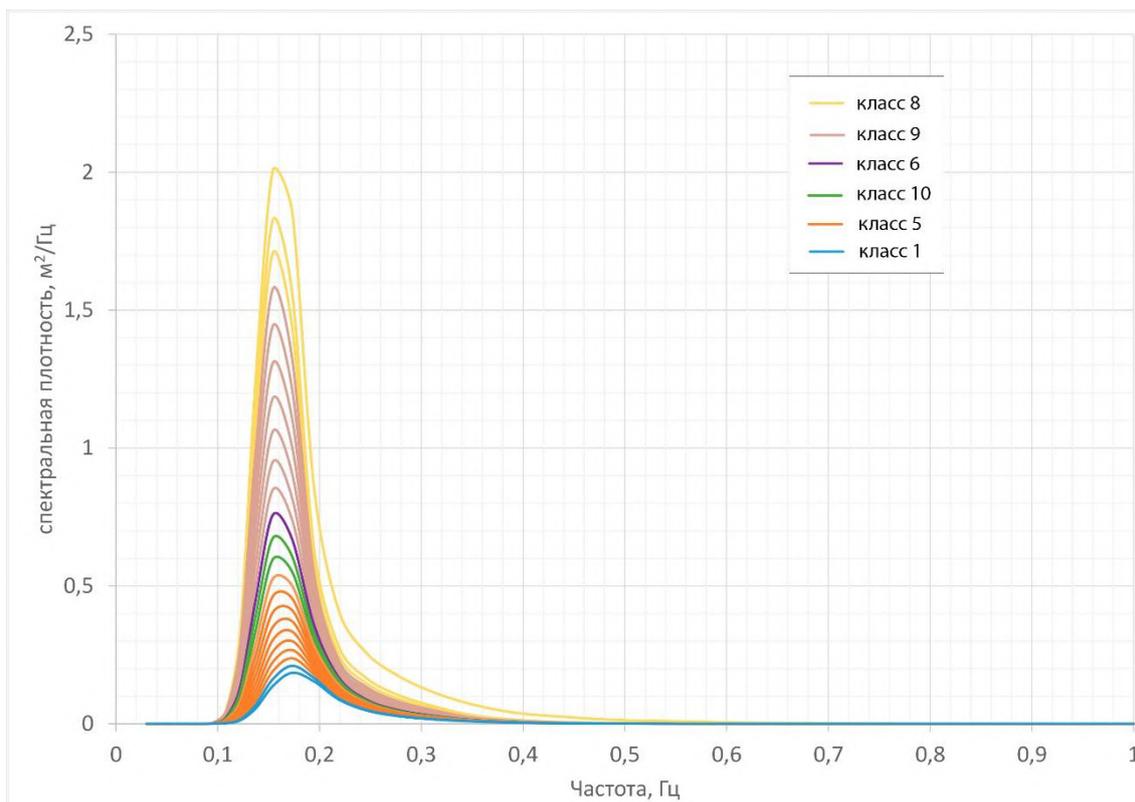


Рисунок 4.6. Эволюция спектров в течение 1 суток после прекращения действия ветра 10 м/с.

При действии постоянного ветра со скоростью 8 м/с первый 21 час высота волны остается меньше 1 м и к концу суток становится чуть больше 1 м. После прекращения действия ветра высота волны становится меньше 1 м уже в первый час и опускается до 0,5 м в следующие 17 часов. Эволюция спектров ветрового волнения в этих условиях происходит так (рис. 4.7): в первые 13 часов наблюдается класс 1, максимальная спектральная плотность составляет $0,4 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0,25 Гц. Затем в течении двух часов наблюдается класс 2, а затем, когда высота волн приближается к 1 м, класс 3, который и является максимальным и соответствует периоду развивающегося волнения и развитого для этой скорости ветра. Спектр, соответствующий наибольшей высоте волны, имеет максимум спектральной плотности равным $0,67 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0,19 Гц. При затухании волнения класс 3 сменяется классом 5, а затем снова классом 1 при переходе высоты волны порога 0,5 м (рис. 4.8). Для класса 5 максимум спектральной плотности соответствует $0,42 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частоте 0,19 Гц, то есть при затухании несколько часов частота не меняется, а лишь уменьшается спектральная плотность. На начало вторых суток после прекращения действия ветра максимум спектральной плотности равен $0,09 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на той же частоте.

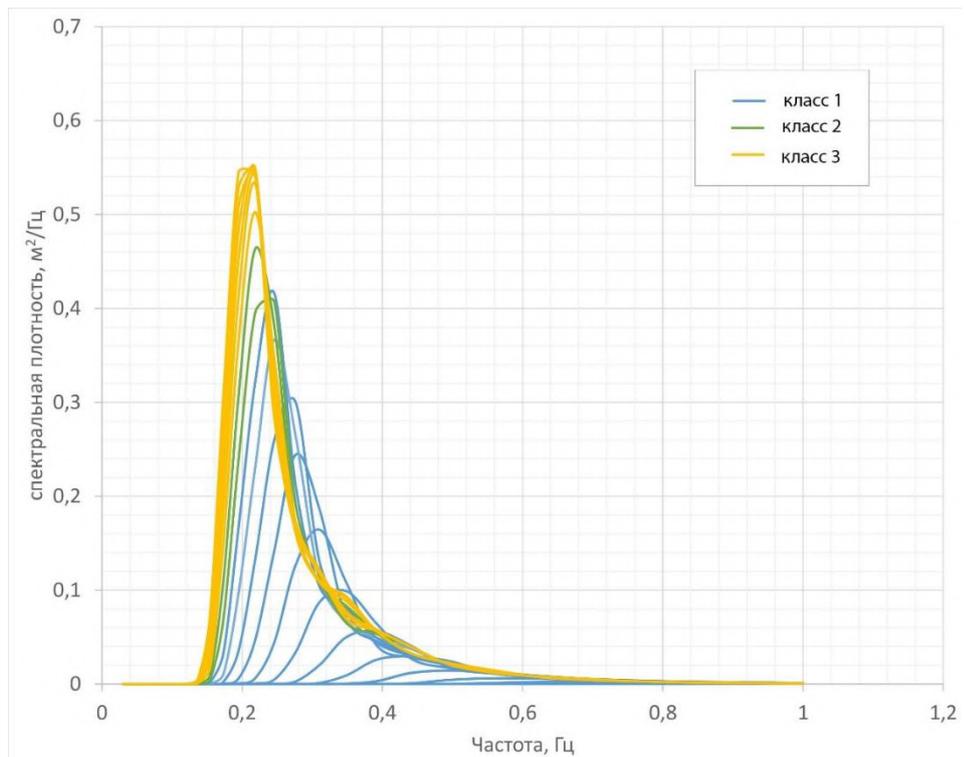


Рисунок 4.7. Эволюция спектров при постоянном ветре со скоростью 8 м/с в течение 1 суток.

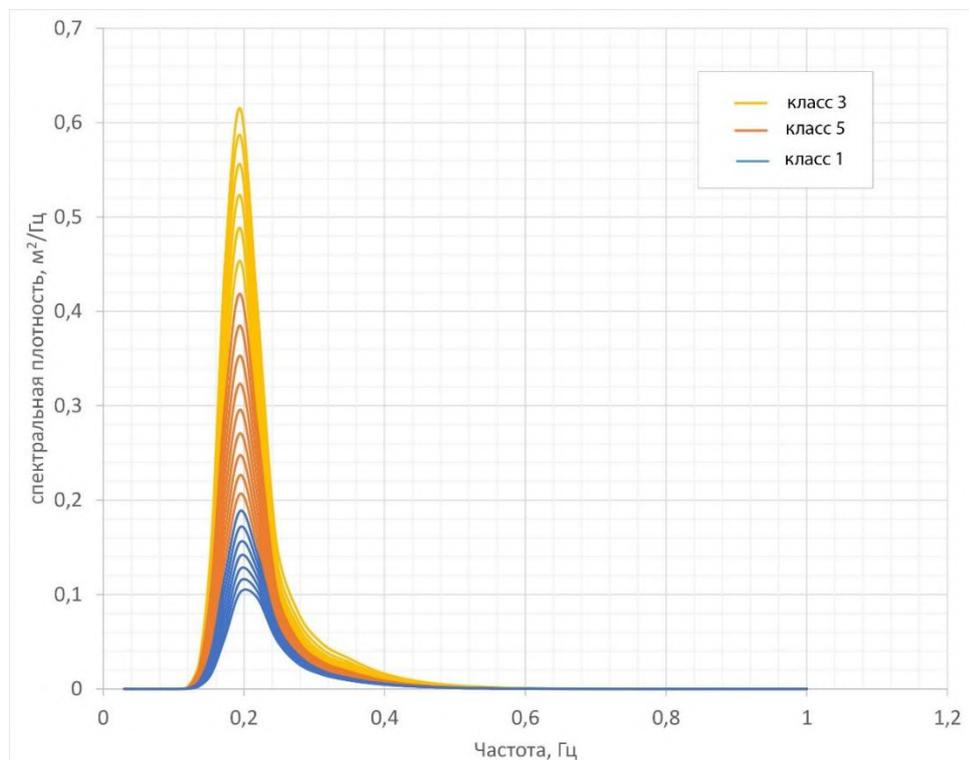


Рисунок 4.8. Эволюция спектров в течение 1 суток после прекращения действия ветра 8 м/с.

Скорость ветра 5 м/с является небольшой, при такой скорости волнение слабое и не представляет опасности для хозяйственной деятельности человека. Это типичное значение скоростей в исследуемом регионе в период с апреля по сентябрь. При этой скорости ветра наблюдается только класс 1 (рис. 4.9).

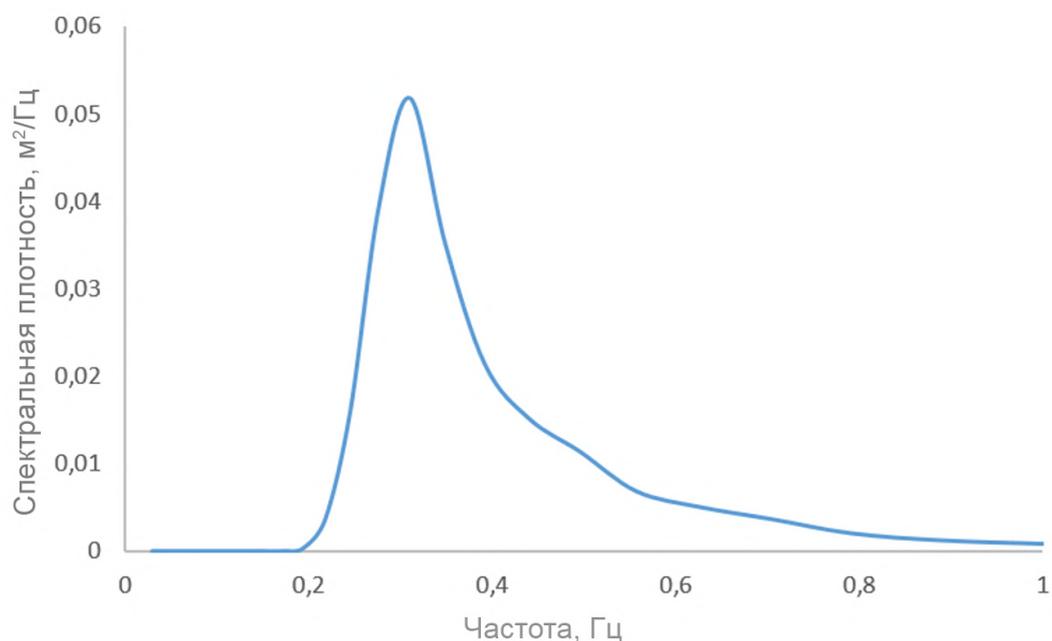


Рисунок 4.9. Спектр ветрового волнения при скорости стационарного ветра 5 м/с на конец 1 суток.

Таким образом, в условиях тестовых расчетов, когда для точки на глубокой воде задавался ветер с постоянной скоростью и направлением, было показано, что типичный для большей половины года ветер со скоростью 5 м/с способен генерировать только класс 1, ветер со скоростью 8 м/с вызывает спектры ветрового волнения класса 3, скорость 10 м/с вызывает спектры класса 8, а сильный ветер со скоростью 15 м/с генерирует спектры класса 20 через 20 часов после начала действия. Классы 13, 10 и 5 соответствуют затухающему волнению при разных скоростях ветра.

В рассмотренных экспериментах эволюция спектра определялась лишь скоростью ветра, а ветер задавался стационарным. В реальных условиях волнообразование происходит при изменчивом ветре (происходят флуктуации скорости и меняются направления). Кроме того, часто на развитие волнения воздействуют ограниченный разгон и глубина. Все эти условия определяют многообразие спектров.

4.3. Классификация спектров на примере отдельных волновых событий

Для исследования эволюции частотных спектров и изменчивости классов на примере конкретных волновых событий были выбраны точки в Азовском море (46.39 с.ш. и 37.26 в.д., глубина 12 м) и на юго-востоке Черного моря (42.48 с.ш. и 40.81 в.д., глубина 1500 м) (рис. 4.10).

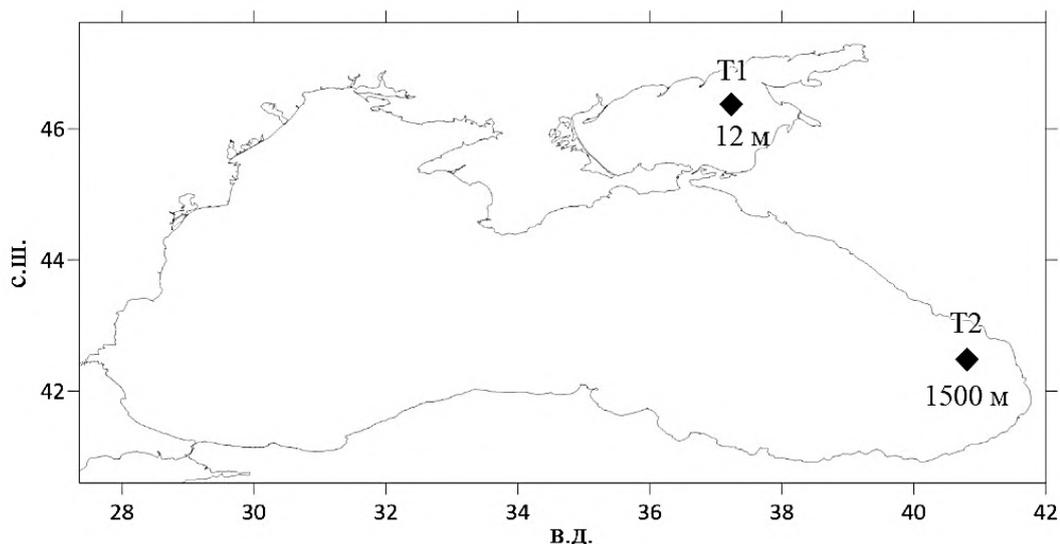
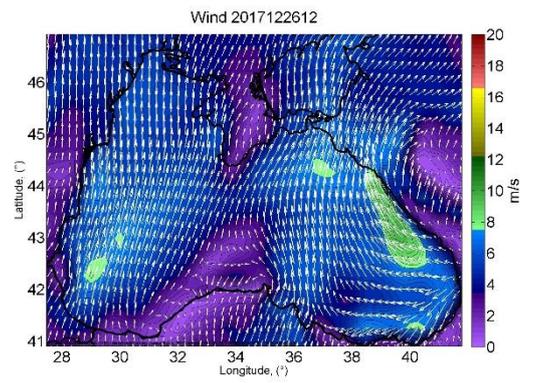
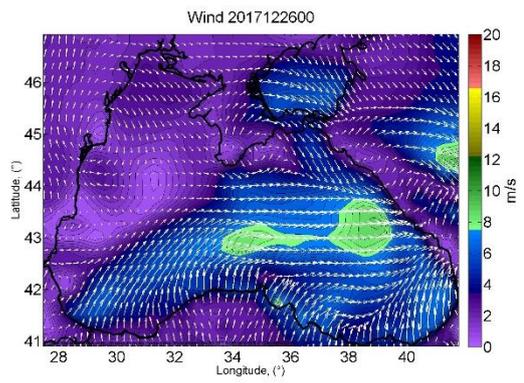
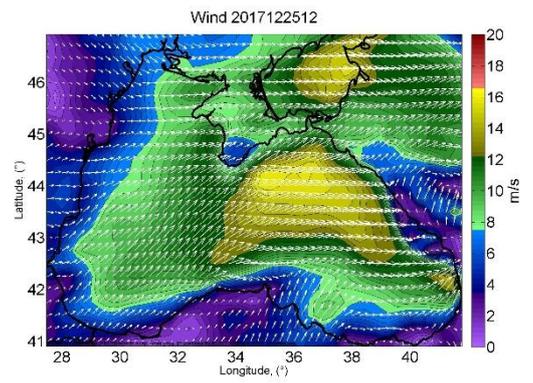
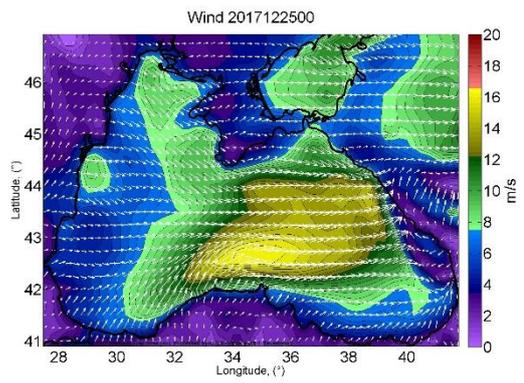
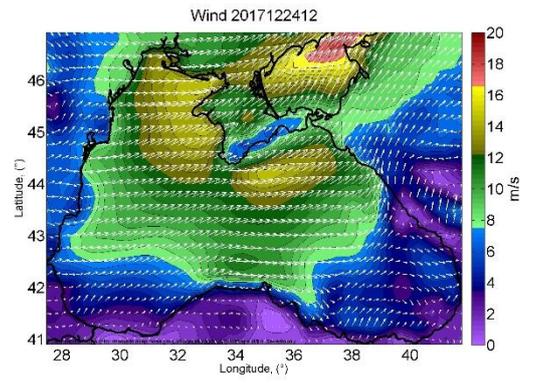
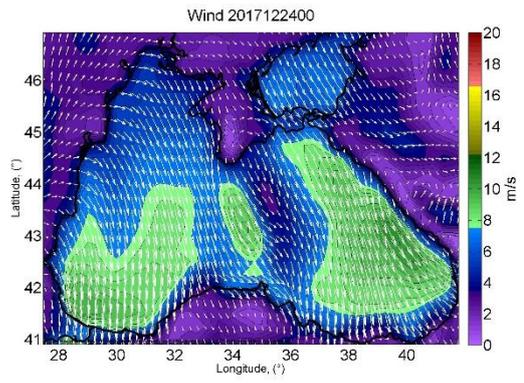
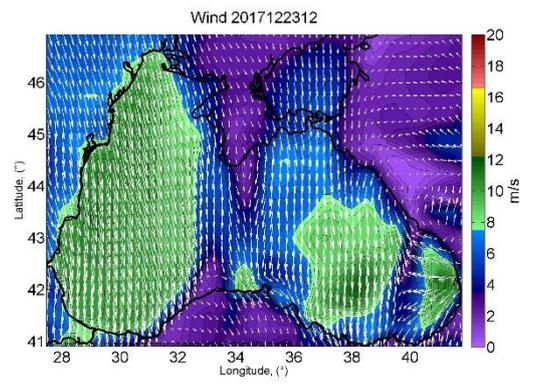
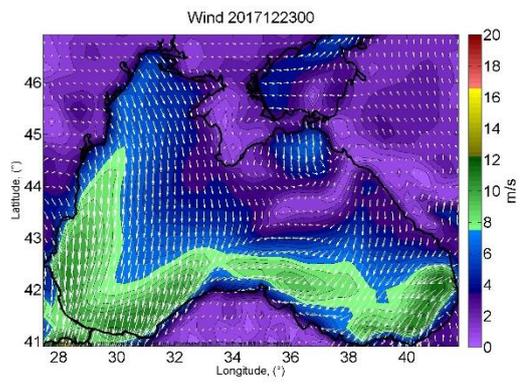


Рисунок 4.10. Местоположение точек с глубинами для анализа эволюций спектров.

В точке T1 в Азовском море была рассмотрена эволюция спектров с 23.12.2017 6:00 по 29.12.2017 12:00. Скорость и направление ветра в Азово-Черноморском регионе в этот период представлены на рис. 4.11. Над Азовским морем в этот период времени наибольшие скорости ветра наблюдались 24 и 25 января. Направление менялось: в полдень 24 числа ветер дул с юго-запада, а затем поменялся на западный и дул с этого направления более суток. 26 числа ветер над Азовским морем ослаб и имел переменчивое направление в первой половине суток, затем установилось южное направление и оставалось преимущественно таким до конца 29 числа. Что касается скорости ветра, то некоторое усиление наблюдалось 27 числа к 12:00, а затем скорость ветра снова ослабла.



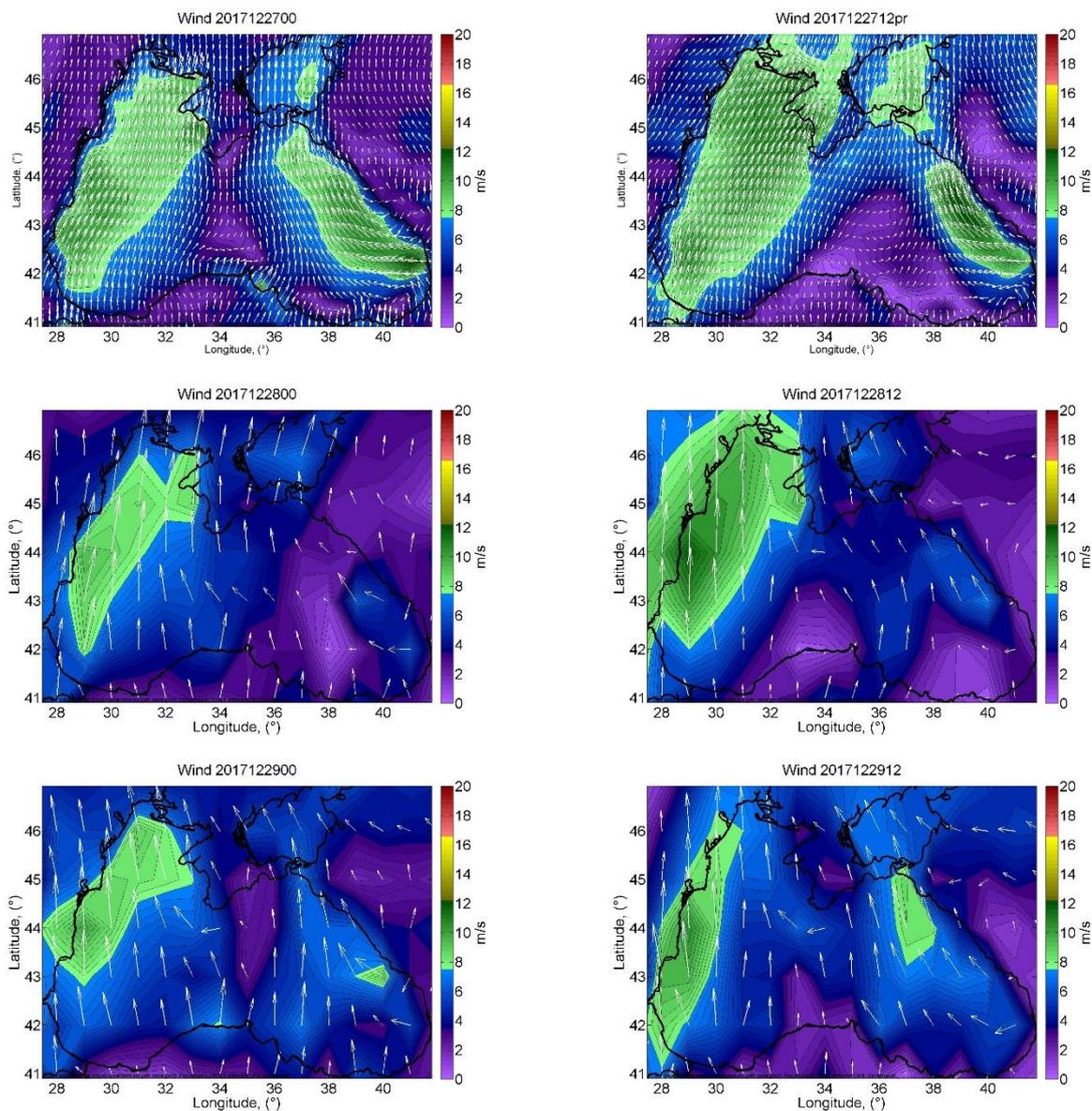


Рисунок 4.11. Скорость (м/с) и направления ветра в Азово-Черноморском регионе с 24.12.2017 00:00 до 29.12.2017 00:00 [Морской портал Отдела дистанционных методов...].

Скорость и направление ветра в точке Г1 в Азовском море показаны на рис. 4.12 и 4.13. Максимум скорости в 17.6 м/с наблюдался 24.12.2017 в 15:00. Направление ветра при этом было 260°. Высота волн достигла 2.4 м, что в данной точке является максимумом за 2017 год.

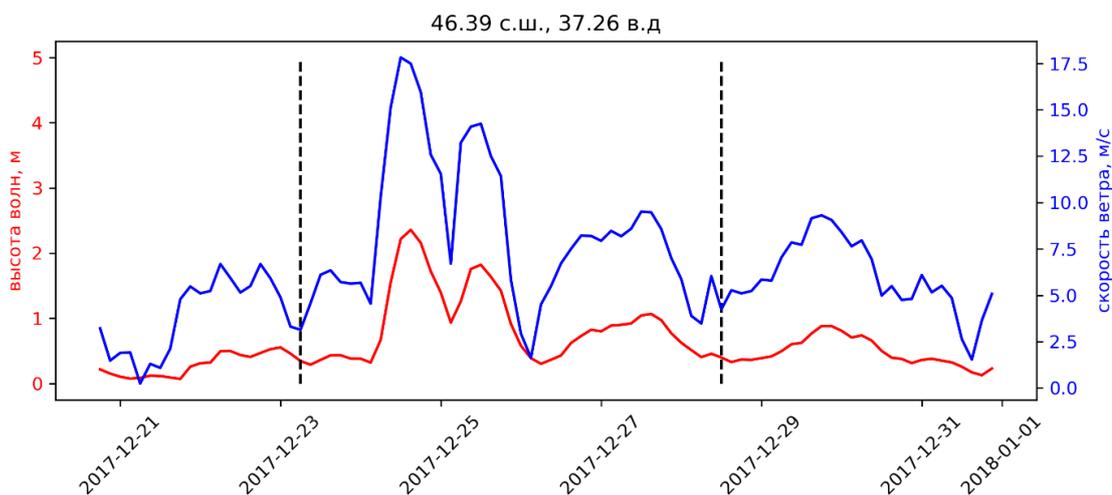


Рисунок 4.12. Высота волн и скорость ветра в точке Т1 в Азовском море (46.39 с.ш. и 37.26 в.д.) с 21.12.2017 по 01.01.2018. Пунктирной линией отмечен период с 23.12.2017 6:00 по 29.12.2017 12:00.

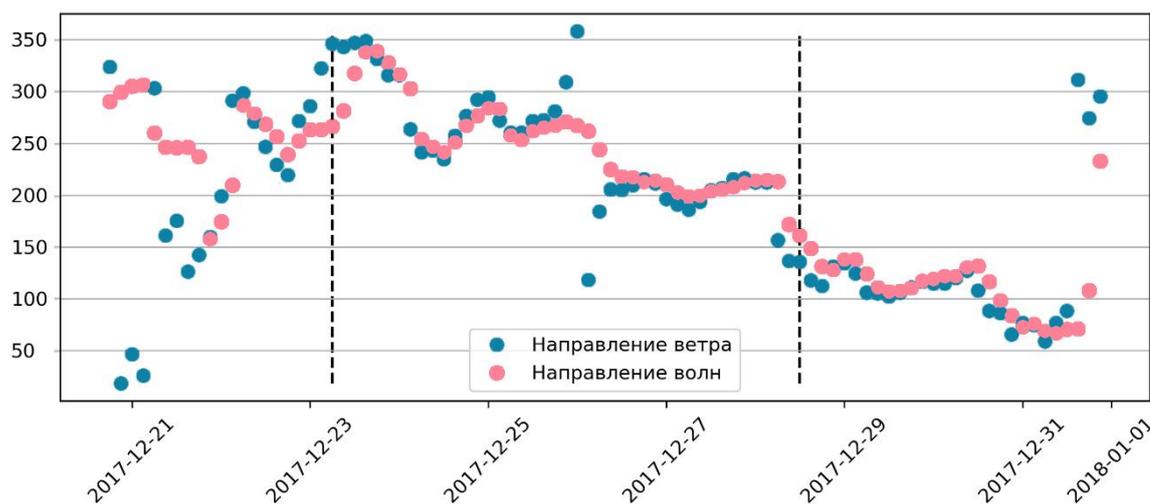


Рисунок 4.13. Направление ветра ($^{\circ}$) и волн ($^{\circ}$) в точке Т1 в Азовском море с 21.12.2017 по 01.01.2018. Пунктирной линией отмечен период с 23.12.2017 6:00 по 29.12.2017 12:00.

Эволюция спектров в эти сроки представлена на рис. 4.14. Первые 8 сроков (24 часа) наблюдались спектры с низкой спектральной плотностью, до $0.08 \text{ м}^2/\text{Гц}$, частота основного пика варьировалась от 0.25 до 0.45 Гц. Затем с увеличением скорости ветра росло значение спектральной плотности. Максимум спектральной плотности был достигнут через следующие 12 часов – $5.5 \text{ м}^2/\text{Гц}$. При развитии этого волнового события наблюдались классы 4, 16, а при затухании – 16, 12, 4 и 3. При усилении ветра снова наблюдались классы 12, а затем при затихании ветра – классы 1 и 2.

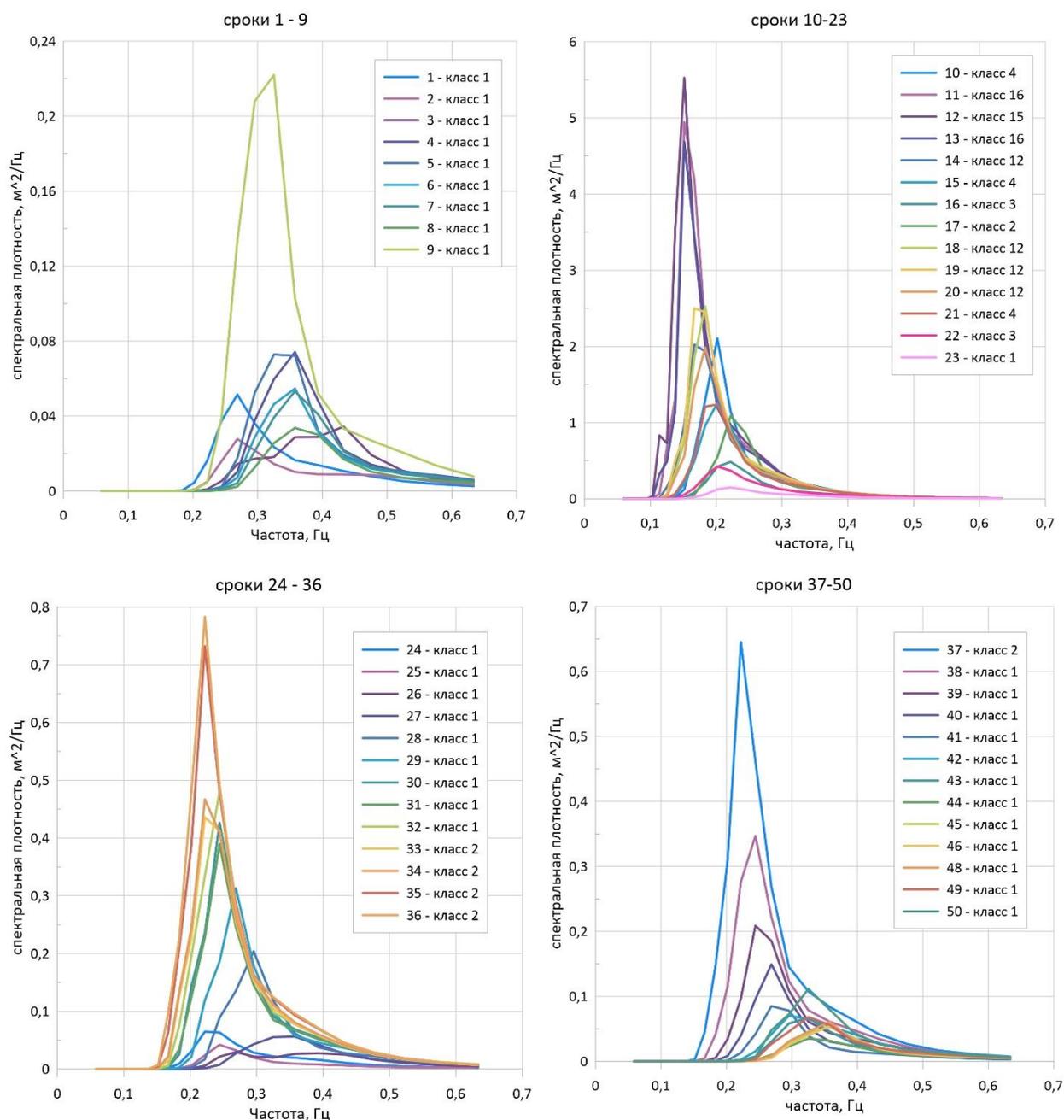
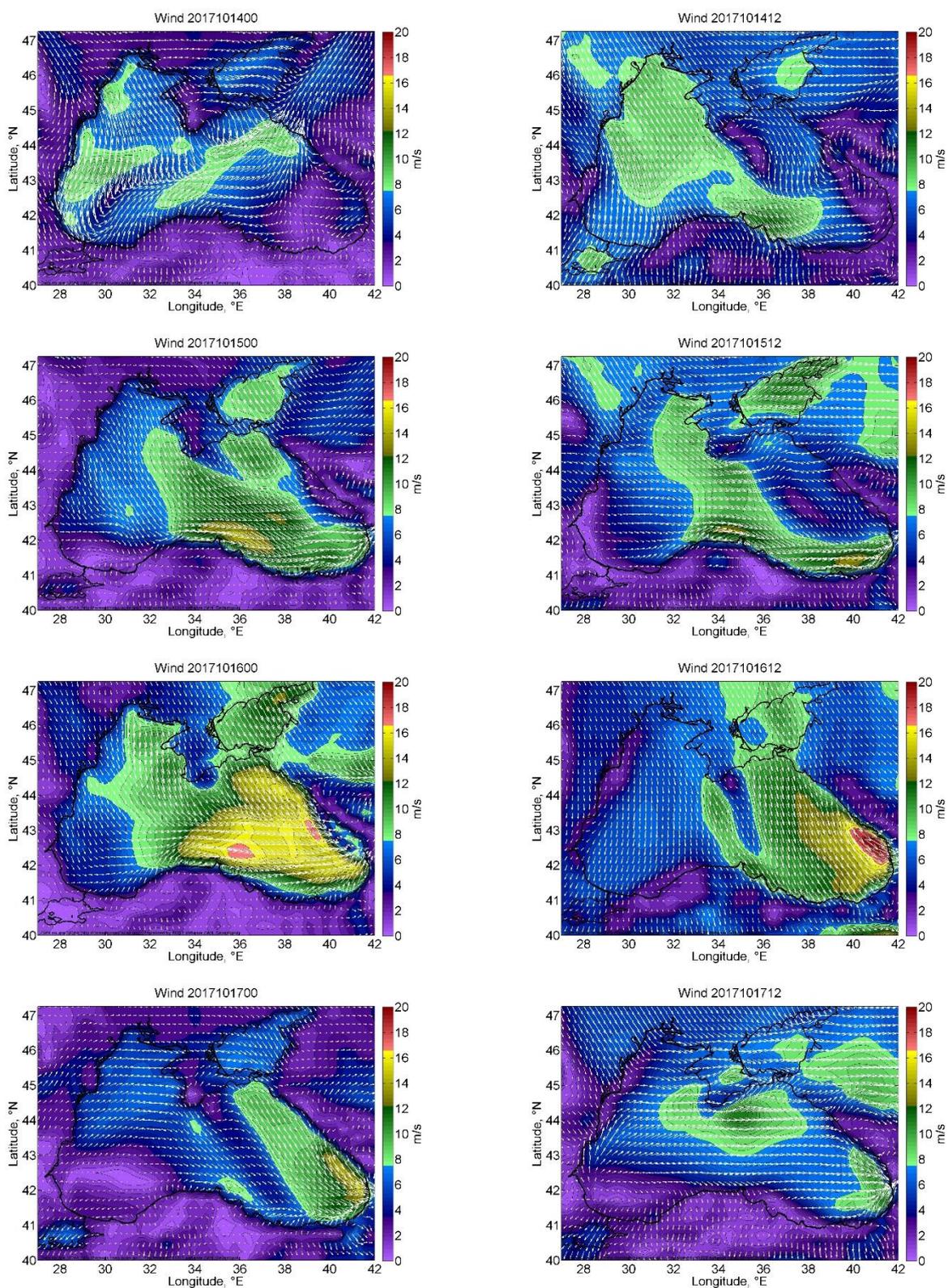


Рисунок 4.14. Развитие спектров с 6:00 23 декабря по 12:00 29 декабря 2017 в точке Т1 в Азовском море.

В точке Т2 в Черном море был рассмотрен период с 14 октября 12:00 по 20 октября 18:00 2017 года. Скорость и направления ветра в Азово-Черноморском регионе в эти сроки представлены на рис. 4.15. На юго-востоке Черного моря 14 октября наблюдался переменчивый ветер с небольшими скоростями. 15 числа ветер усилился, преобладало западное направление. К середине 16 октября северо-западный ветер имел скорости около 20 м/с, затем ослаб до скоростей 12–16 м/с к началу 17 октября, и до 8 м/с к 12 часам. В

остальные дни из рассматриваемого периода на юго-востоке Черного моря скорости ветра составляли до 4–6 м/с с переменчивым направлением.



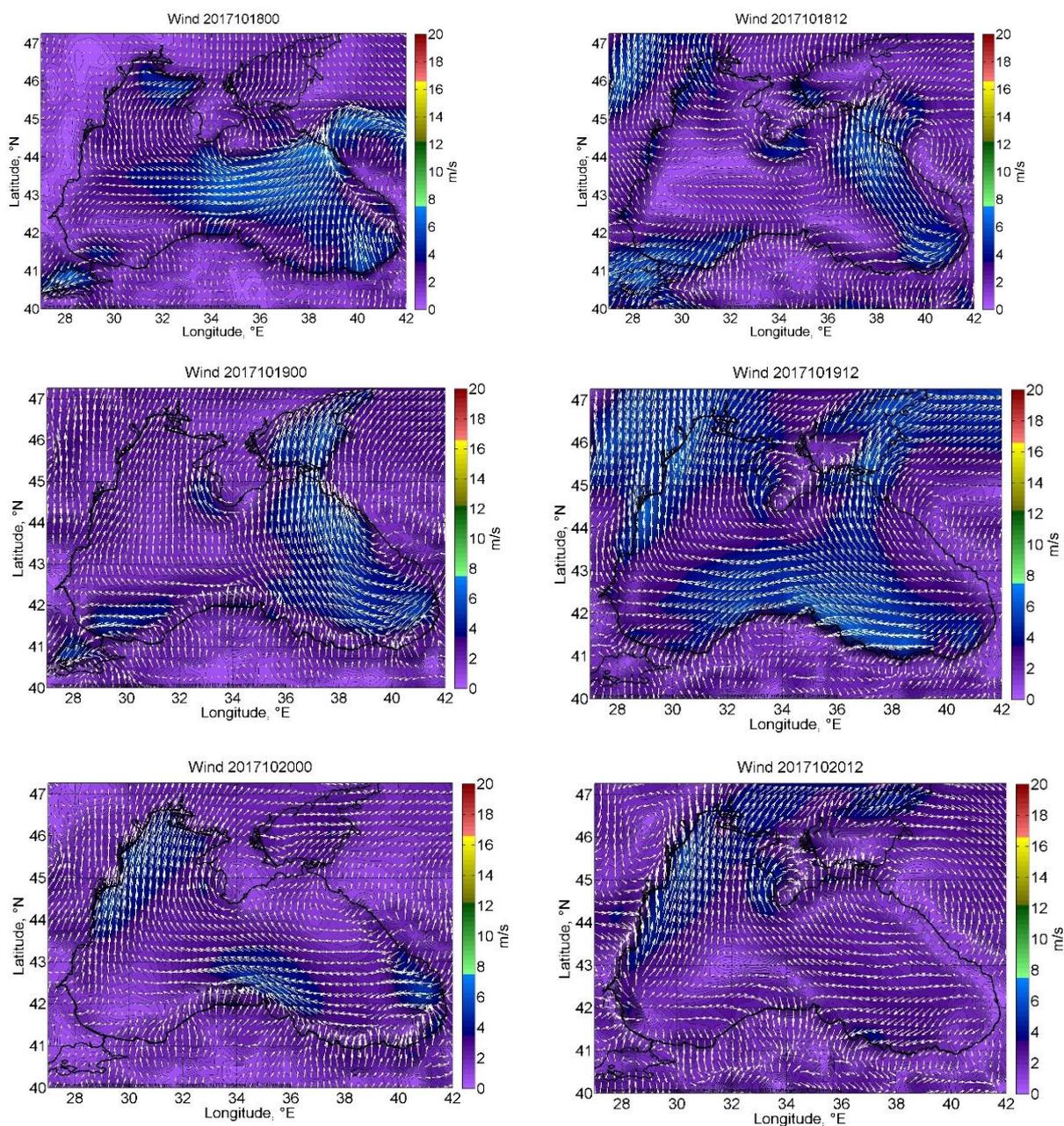


Рисунок 4.15. Скорость (м/с) и направления ветра в Азово-Черноморском регионе с 14.10.2017 00:00 до 20.10.2017 00:00 [Морской портал Отдела дистанционных методов...].

Рис. 4.16 и 4.17 демонстрируют скорость и направление ветра, а также высоту и направление волн с 09.10.2017 по 27.10.2017 в точке Т2. Пунктирной линией отмечено рассматриваемое волновое событие с 14 октября 12:00 по 20 октября 18:00 2017 года. Скорость ветра за рассматриваемый период была в среднем 4.8 м/с и достигла максимума 18.94 м/с 16 октября в 12:00. Направление ветра до 18 октября было 250-360°, на пике скорости - 292°, а затем направление ветра поменялось.

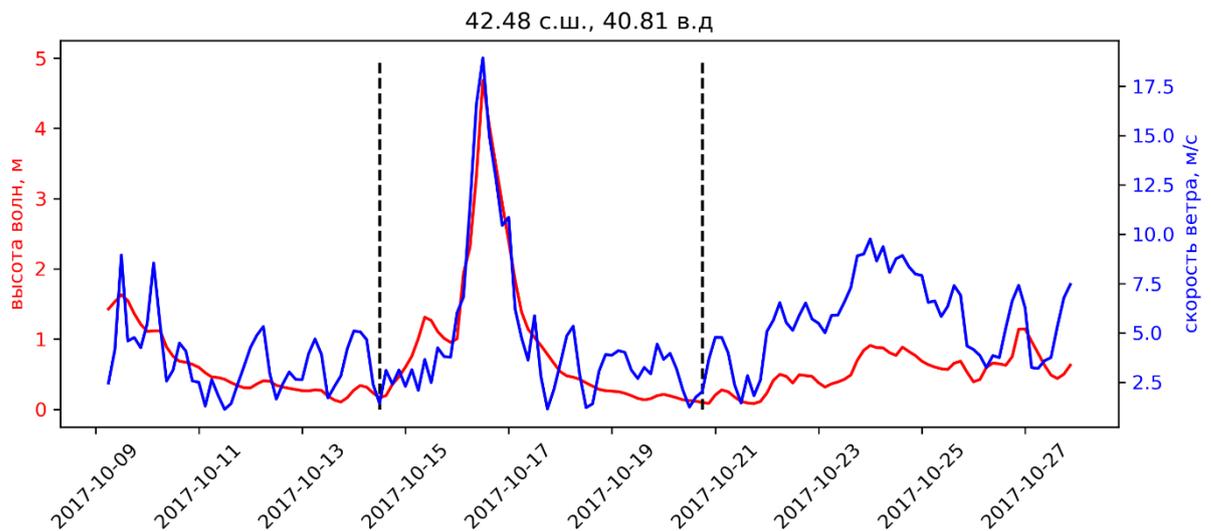


Рисунок 4.16. Высота волн и скорость ветра в точке T2 в Черном море (42.48 с.ш. и 40.81 в.д.) с 09.10.2017 по 27.10.2017. Пунктирной линией отмечен период с 14 октября 12:00 по 20 октября 18:00 2017 года.

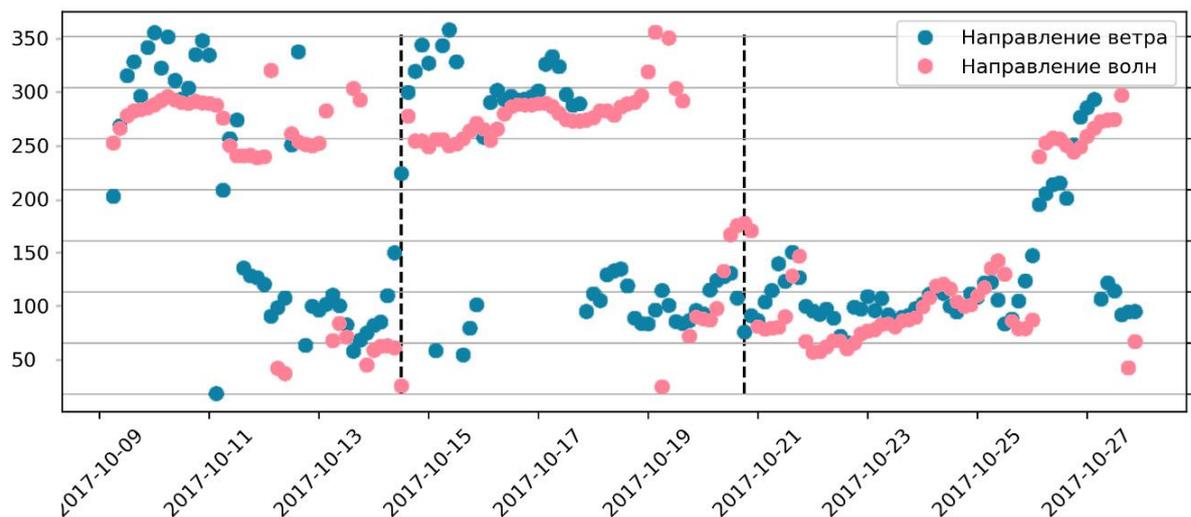


Рисунок 4.17. Направление ветра ($^{\circ}$) и волн ($^{\circ}$) в точке T2 в Черном море с 09.10.2017 по 27.10.2017. Пунктирной линией отмечен период с 14 октября 12:00 по 20 октября 18:00 2017 года.

Эволюция частотных спектров в рассматриваемый временной отрезок показана на рис. 4.18. Первые 15 часов (5 сроков) наблюдались спектры класса 1, затем по мере усиления скорости ветра росла спектральная плотность и частота пика смещалась в более низкие частоты. Наблюдались спектры классов 5, 6, 9, 10, 14 и 19. При максимальном значении скорости ветра наблюдался класс 21, спектральная плотность составила более $29 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Затем волнение начало затухать и в течение 9 часов наблюдались спектры класса 20.

За следующие сутки волнение затухало, наблюдались спектры классов 14, 11, снова 9, 6, 5. А затем были только спектры класса 1. Со сменой ветра появилась вторая система волнения – на фоне затухающего волнения развивалась новая система ветровых волн.

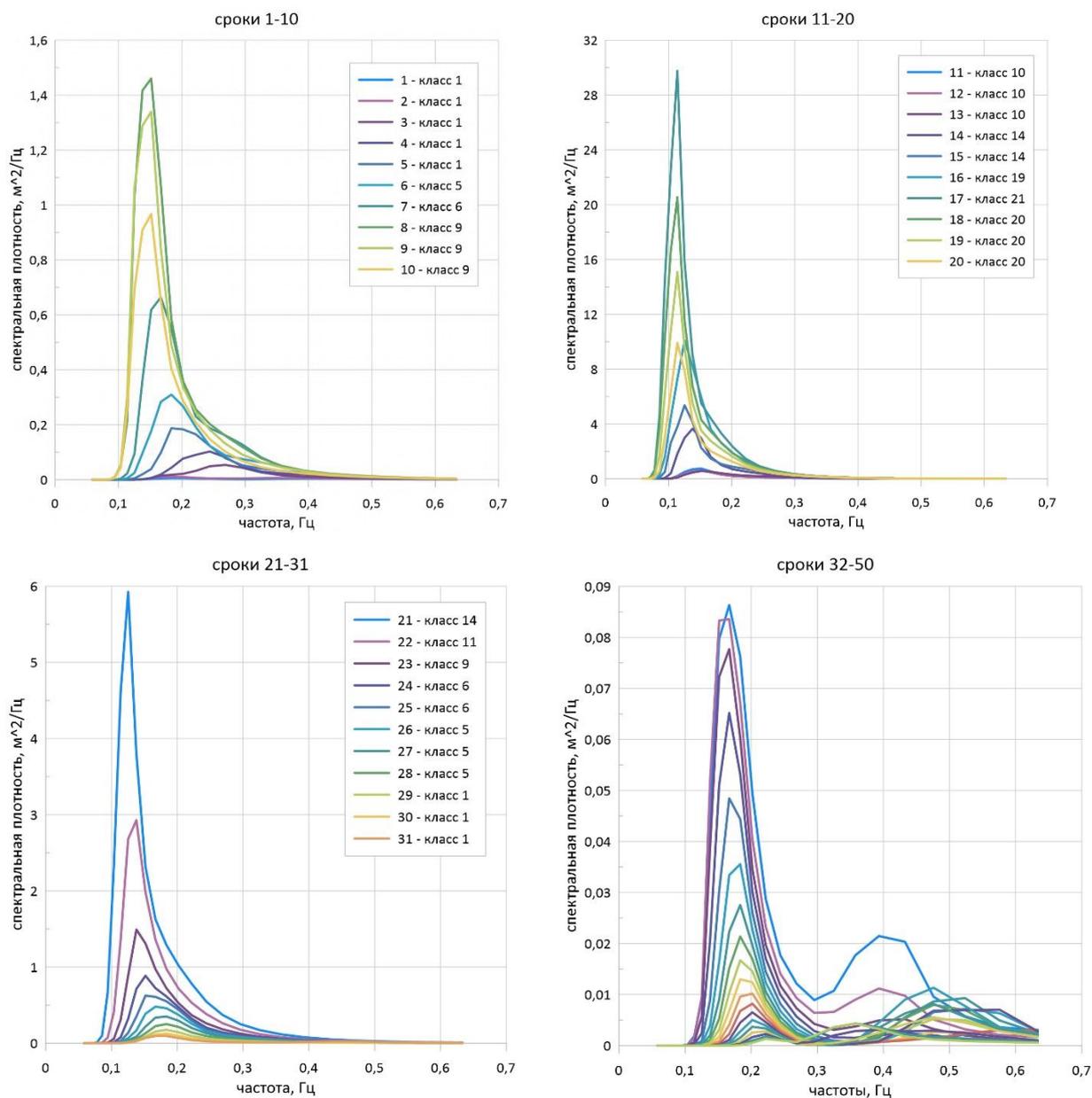
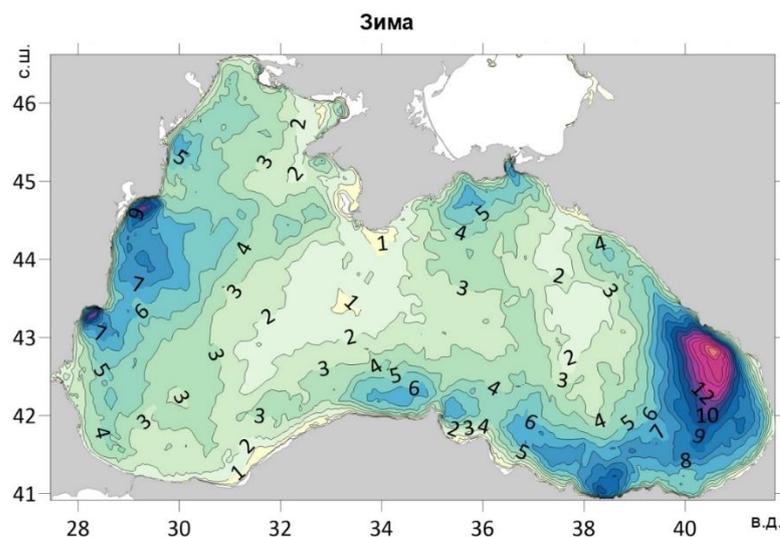


Рисунок 4.18. Развитие спектров с 14 октября 12:00 по 20 октября 18:00 2017 года в точке Т2 в Черном море.

В условиях реального развития волнения по расчетам модели разделение на классы, характерные для развивающегося и затухающего волнения, не наблюдается. То есть, одни и те же классы спектров могут появляться и при развитии, и при затухании волнового события. Это объясняется изменчивостью реального поля ветра и большим количеством различных комбинаций факторов волнообразования.

4.4. Анализ распределения многопиковых спектров в Черном и Азовском морях

Пространственное распределение повторяемости многопиковых спектров, удовлетворяющих описанным в разделе 2.5. критериям, к общему количеству спектров в Черном и Азовском морях для сезонов 2020 г представлено на рис. 4.19 [Rybalko et al., 2023b]. В Азовском море не наблюдались многопиковые спектры ни в один из сезонов 2020 г. В Черном море спектров с несколькими волновыми системами наблюдалось больше всего зимой, меньше – летом. Зимой 2020 г. многопиковые спектры составляли 1–4% в центральной части акватории, 5–9% в прибрежной зоне у берегов Румынии и Болгарии, в юго-восточной части у берегов Турции и у восточной части Крымского полуострова. Процентное отношение многопиковых спектров к общему количеству спектров было максимально в восточной части моря у берегов Грузии и составило 19%. По всей видимости, это может быть связано с влиянием местного ветра и приходящих с запада волн. Однако, необходимо отметить, что такие значения характерны только для нескольких узлов вычислительной сетки. Летом в открытом море западнее Крымского полуострова отмечалось до 4.5% многопиковых спектров. В центральной глубоководной части акватории многопиковые спектры, удовлетворяющие выбранным критериям, летом отсутствовали. Можно заключить, что во все сезоны в 2020 г. наименьшее количество многопиковых спектров было характерно для центральной глубоководной части Черного моря. Зимой наблюдалось наибольшее количество многопиковых спектров, летом – наименьшее [Rybalko et al, 2023].



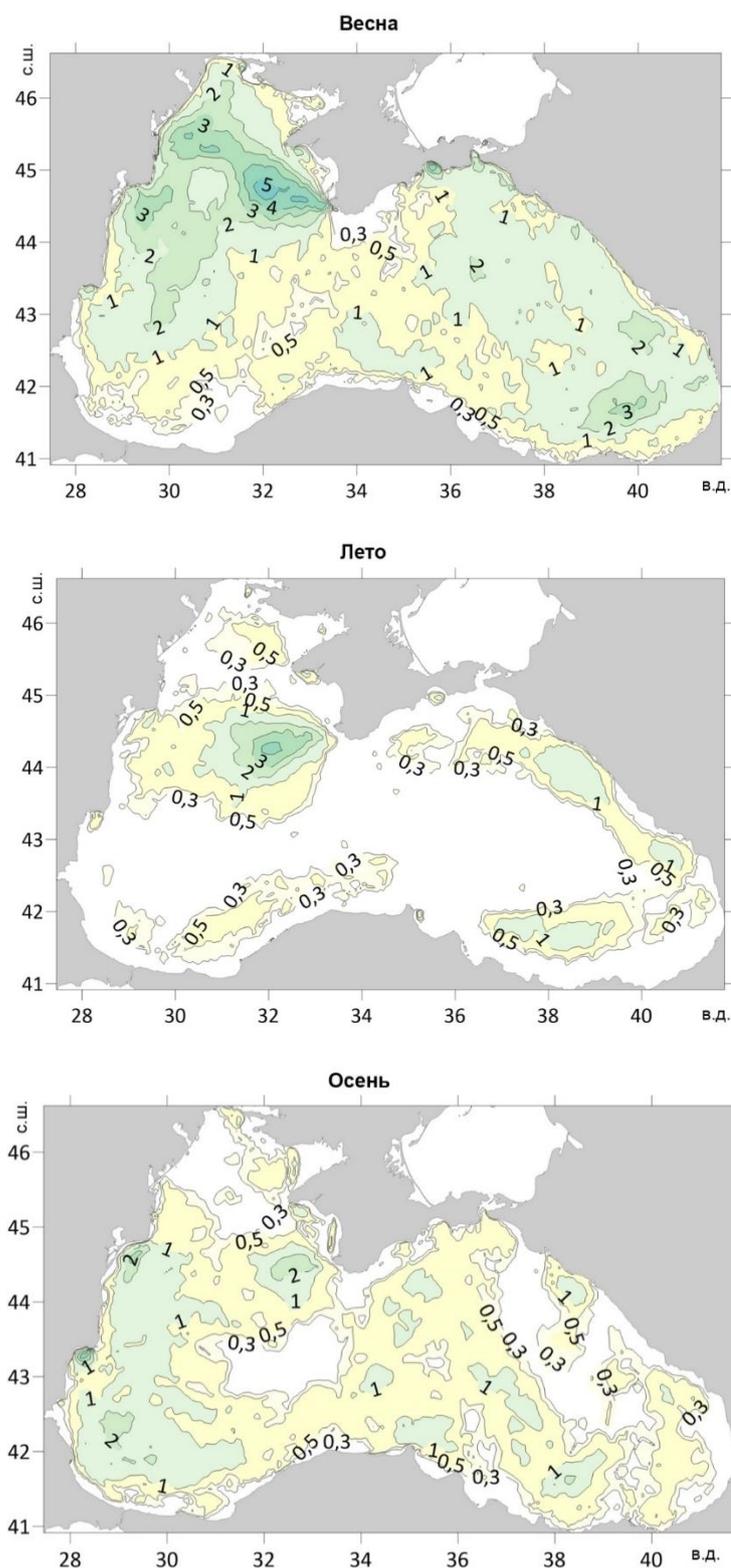


Рисунок 4.19. Повторяемость многопиковых спектров в Черном и Азовском морях по сезонам, %.

Необходимо отметить, что полученные результаты повторяемости многопиковых спектров расходятся с литературными данными, например, [Amagouche, Акринар, 2023, Лопатухин и др., 2016]. Это объясняется выбором критериев в настоящем исследовании, а

именно тем, что спектры с максимумом спектральной плотности менее $0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$ не рассматривались, в то время как именно среди них наибольшее количество многопиковых спектров. Однако такие спектры наблюдаются при высоте волн, не представляющей угрозы для хозяйственной деятельности человека, а значит не имеют большого практического интереса.

Глава 5. Сезонная изменчивость спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях

Для рассмотрения сезонной изменчивости частотных спектров ветрового волнения был выбран 2020 год. В 2020 году наблюдалось увеличение высоты волн в холодную часть года и летний штилевой сезон, что характерно для ветро-волнового режима в исследуемых акваториях [Рыбалко и др., 2024а]. Согласно [Myslenkov et al., 2023] 2020 год характеризуется средней штормовой активностью.

Для исследования изменчивости спектров ветрового волнения каждый спектр из массива данных за 2020 год был отнесен к одному из 23 классов. Затем была исследована сезонная повторяемость классов, пространственное распределение наиболее повторяемых классов и сезонная изменчивость классов в отдельных репрезентативных точках, имеющих разные физико-географические условия и разные ветро-волновые режимы, характерные для рассматриваемых акваторий. В этих точках также была проанализирована изменчивость спектров в зависимости от направления распространения волн.

5.1. Сезонная изменчивость повторяемости классов частотных спектров в Черном и Азовском морях

Была рассмотрена сезонная изменчивость повторяемости классов для всей акватории Черного и Азовского морей, т.е. все частотные спектры классифицировались, затем определялось их общее количество для всех точек морей по месяцам.

В Азовском море во все месяцы 2020 года класс 1 значительно превышал все другие классы и составлял от 75 до 98% случаев (рис. 5.1). К классу 1 относятся частотные спектры ветрового волнения со спектральной плотностью в среднем до $0.3 \text{ м}^2/\text{Гц}$ не зависимо от частоты основного пика. Наименьший процент от всех случаев наблюдался в декабре и в феврале, наибольший процент наблюдался в летние месяцы. Декабрь 2020 г был штормовым месяцем, что отразилось на сезонном распределении [Рыбалко и др., 2024а].

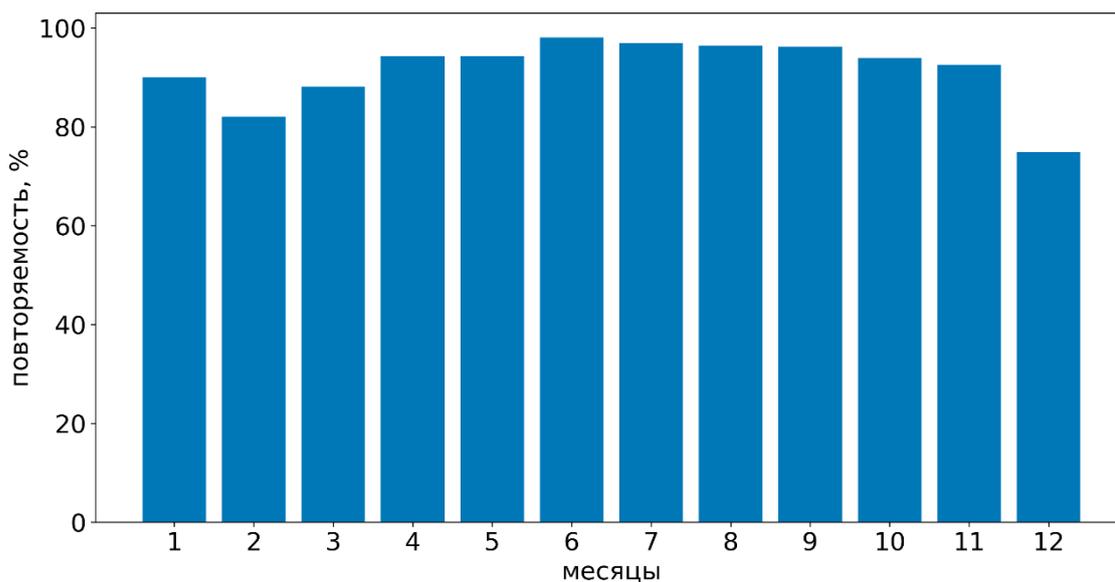


Рисунок 5.1. Повторяемость частотных спектров класса 1 в Азовском море (вся акватория) по месяцам 2020 года.

В Черном море сезонная вариативность количества спектров класса 1 выше, чем в Азовском море, наблюдался ярко выраженный сезонный ход (рис. 5.2). Как и в Азовском море, наибольший процент спектров класса 1 наблюдался в период с апреля по сентябрь, в июне процент максимален и составляет 90%. Наименьший процент соответствует февралю. Плавный сезонный ход нарушается только в октябре, что может быть вызвано особенностью конкретно 2020 года [Рыбалко и др., 2024а].

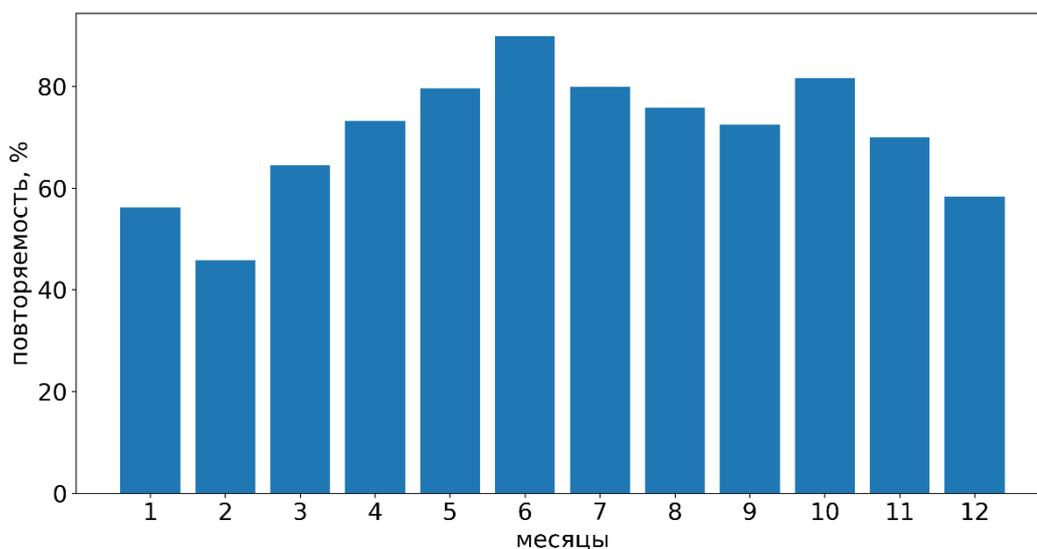


Рисунок 5.2. Повторяемость частотных спектров класса 1 в Черном море (вся акватория) по месяцам 2020 года.

Повторяемость по месяцам остальных классов определялась как:

$$\text{повторяемость класса}_i = \frac{\text{количество спектров класса}_i}{\text{количество спектров класса}_{2-23}}, \quad (5.1)$$

где i принимает значения от 2 до 23, то есть класс 1 не учитывался. Полученные таким образом повторяемости представлены на рис. 5.3 для Азовского моря и на рис. 5.4 для Черного моря. Чтобы понять, какова реальная повторяемость конкретного класса с рис. 5.3 и 5.4, необходимо сопоставить значение с рис. 5.1 и 5.2. Например, повторяемость класса 10 в мае в Черном море составляет 10% от 10% случаев, когда наблюдались классы, отличные от класса 1.

В Азовском море во все месяцы наблюдались классы 2, 3 и 4. Их количество отрицательно коррелировало с количеством спектров класса 1: увеличивалось зимой и уменьшалось летом. Спектры классов 5, 6 и 7 также наблюдались практически во все месяцы, кроме некоторых летних, однако случаев обнаружения этих классов было значительно меньше. Наибольшее количество классов в 2020 году в Азовском море было выявлено в феврале, до класса 19. Классы с 17 по 19 наблюдались в небольшом количестве даже в феврале и относились к конкретным, единичным штормам. Наименьшее количество классов было выявлено в июне, помимо класса 1 в этом месяце наблюдались только классы 2, 3 и 4. То есть для периода с апреля по октябрь в 2020 г в Азовском море обнаруживались спектры с частотой основного пика от 0.14 до 0.22 Гц, при чем спектров с частотами основного пика <0.2 было значительно меньше, чем спектров с частотами ≥ 0.2 . Спектральная плотность в этот период не превышала $2.5 \text{ м}^2/\text{Гц}$, а в среднем составляла $\approx 0.5\text{--}0.9 \text{ м}^2/\text{Гц}$. В период с ноября по март спектральные плотности были выше, а частоты основного пика ниже, в том числе обнаруживались спектры с частотой основного пика около 0.1 Гц и значением спектральной плотности более $8 \text{ м}^2/\text{Гц}$ [Рыбалко и др., 2024а].

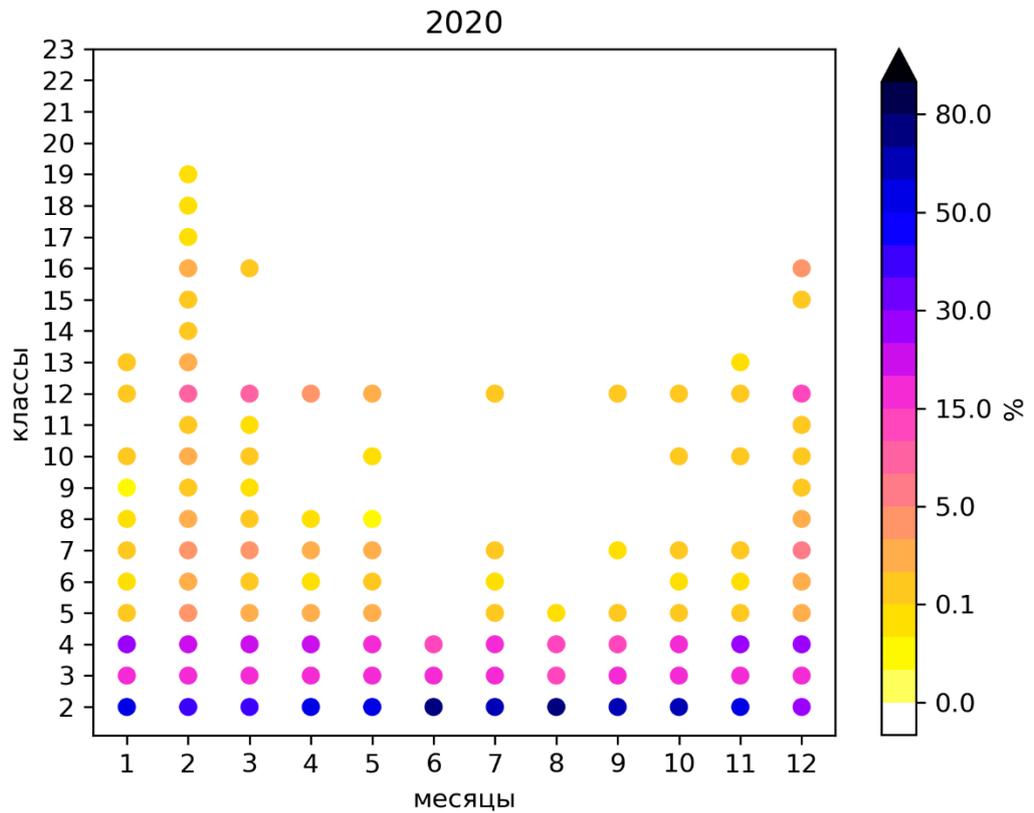


Рисунок 5.3. Доля частотных спектров в каждом конкретном классе со 2 по 23 от 0 до 100% в Азовском море в 2020 году.

В Черном море было выявлено большее количество классов. Во все месяцы, помимо класса 1, были выявлены классы со 2 по 12, а также 14, 15 и 16. Во все месяцы, кроме отдельных летних, были обнаружены классы 13, 17 и 19. Для всех перечисленных классов характерно увеличения количества с октября по апрель и уменьшение в период с мая по сентябрь. Классы 21, 22 и 23 характерны только для зимних месяцев. То есть в конце весны-летом в Черном море обнаруживаются спектры с частотами основного пика от 0.11–0.12 Гц и выше со значениями спектральных плотностей до 7–9 м²/Гц. В зимние месяцы частоты были ниже, а спектральные плотности выше [Рыбалко и др., 2024а].

Отдельно стоит отметить большую повторяемость класса 5 во все месяцы и класса 10. Эти классы характеризуются низкими значениями спектральных плотностей (в среднем около 0.3 и 0.6 м²/Гц) при низких значениях частот основного пика. Скорее всего эти классы включают в себя случаи затухающего волнения [Рыбалко и др., 2024а].

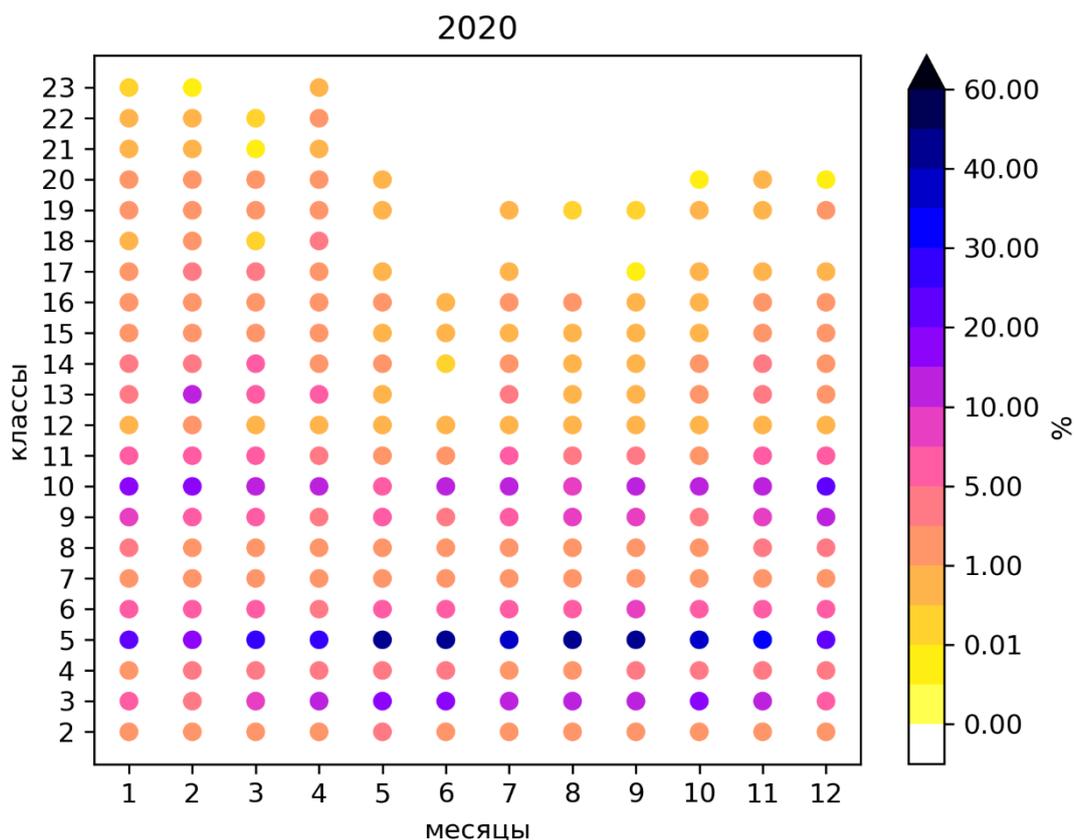


Рисунок 5.4. Доля частотных спектров в каждом конкретном классе со 2 по 23 от 0 до 100% в Черном море в 2020 году

Таким образом, и в Черном и в Азовском морях наблюдалась сезонная изменчивость спектров ветрового волнения. Во все месяцы в обеих акваториях преобладал класс 1, однако в Азовском море его повторяемость варьировалась от 75% в зимние месяцы до 99% в летние, а в Черном море – от 47% зимой до 90% летом. В Черном море было выявлено большее количество классов, чем в Азовском, во все месяцы. Классы с наибольшей энергией (более 15 м²/Гц – классы 21, 22 и 23) были обнаружены только с января по апрель. Однако, даже в эти месяцы количество этих спектров было невелико [Рыбалко и др., 2024а].

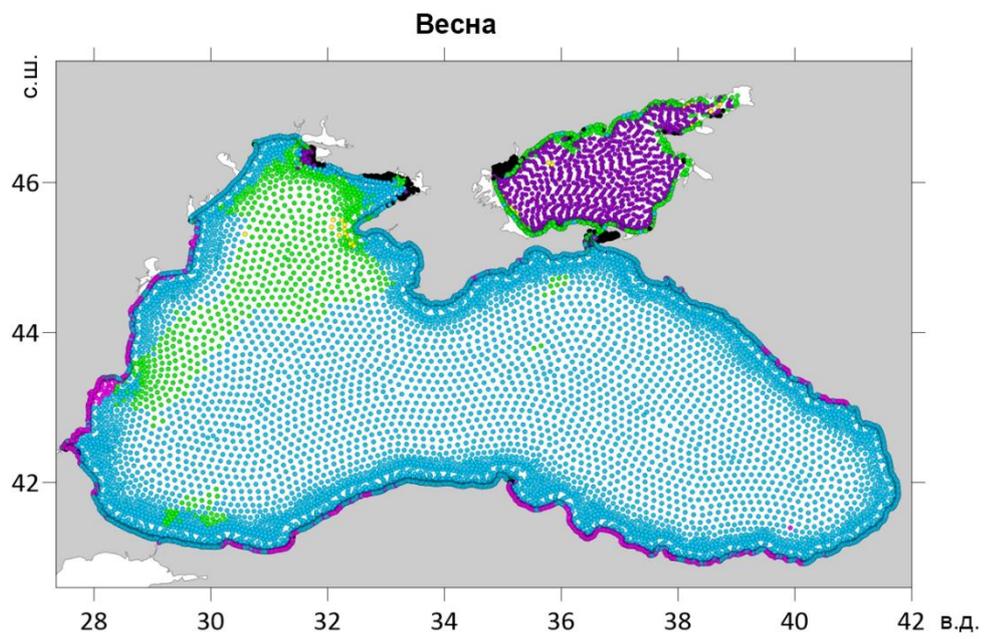
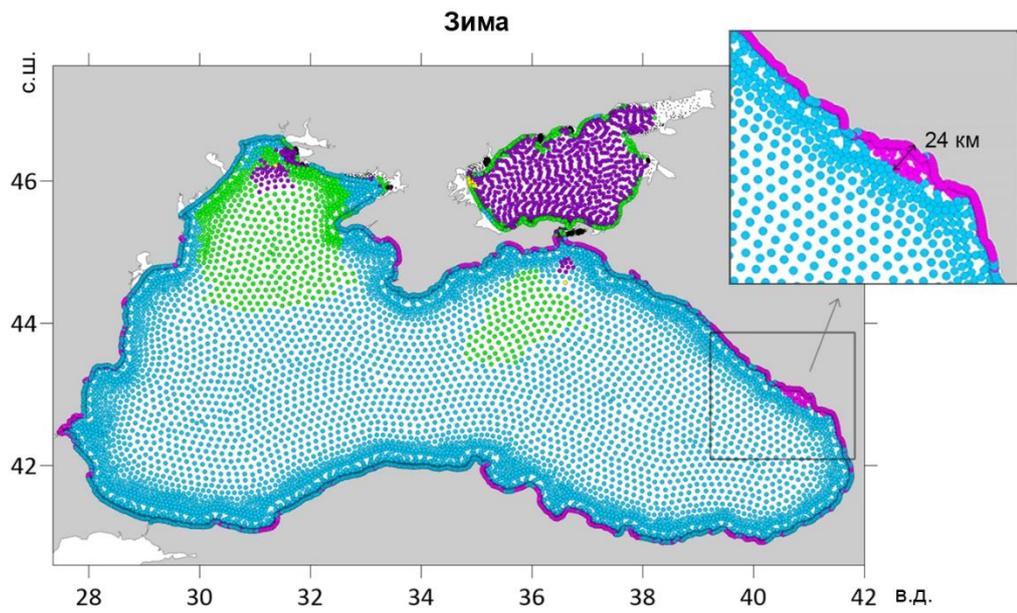
Необходимо, однако, отметить, что так как исследование проводилось на неструктурной вычислительной сетке с увеличением пространственного разрешения для точек у берега, полученные результаты не до конца отражают реальную сезонную повторяемость классов для всей акватории Черного и Азовского морей, так как точек в открытых районах меньше, и соответственно их вклад меньше.

Кроме того, был выполнен анализ пространственной изменчивости повторяемости классов для разных сезонов 2020 года. Класс 1 преобладал во всех точках Черного и Азовского морей во все сезоны 2020 г. Поэтому была рассмотрена пространственная изменчивость второго по повторяемости класса (рис. 5.2.1) [Rybalko et. al., 2023b].

Зимой (рис. 5.5а) для большей части Черного моря вторым по повторяемости оказался класс 5, для которого характерны низкая спектральная плотность (в среднем до $0.5 \text{ м}^2/\text{Гц}$), но более длинные волны, чем для классов 1–4. В районах на северо-западном шельфе Черного моря и близ Керченского пролива со стороны Черного моря присутствовал класс 3. Средние спектральные плотности класса схожи с таковыми у класса 5, но волны в среднем чуть короче, частота основного пика больше и составляет в среднем 0.2 Гц . Для узкой полосы вдоль прибрежных зон Черного моря характерен класс 10 как второй по повторяемости. Его максимальная спектральная плотность примерно равна классам, характерным для остальной части акватории, но пик спектральной плотности ниже, около 0.14 Гц . Вероятным объяснением может быть то, что берег препятствует развитию коротких волн при ветре от берега, поэтому в прибрежных районах преобладает класс 10 над классом 5 и 3, характерным для остальной акватории. В Черном море на северо-западном шельфе также были обнаружены классы 2 и 4 [Rybalko et al., 2023b].

На большей части акватории Азовского моря зимой 2020 г. вторым по повторяемости стал класс 2. Это говорит о том, что волны в Азовском море были в целом короче, чем в Черном, что вполне понятно, учитывая небольшие размеры (и соответственно разгоны) акватории Азовского моря и наличие льда. В точках непосредственно у берега был выявлен класс 3. В отдельных точках наблюдались классы 4 и 5. Черным отмечены точки, в которых не было определено ни одного класса, кроме класса 1, т.е. второй по повторяемости класс в них отсутствовал [Rybalko et al., 2023b].

Летом (рис. 5.5в) в Черном и Азовском морях сохранились основные особенности распределения вторых по повторяемости классов. В Черном море преобладал класс 5 и 3, в Азовском море – класс 2. На достаточно большой акватории был выделен всего один класс (класс 1) и второй по повторяемости класс в них не был идентифицирован. Это часть Таганрогского залива, прибрежные зоны Азовского моря, Керченский пролив и часть Каркинитского залива. Перечисленные районы являются мелководными [Rybalko et al., 2023b].



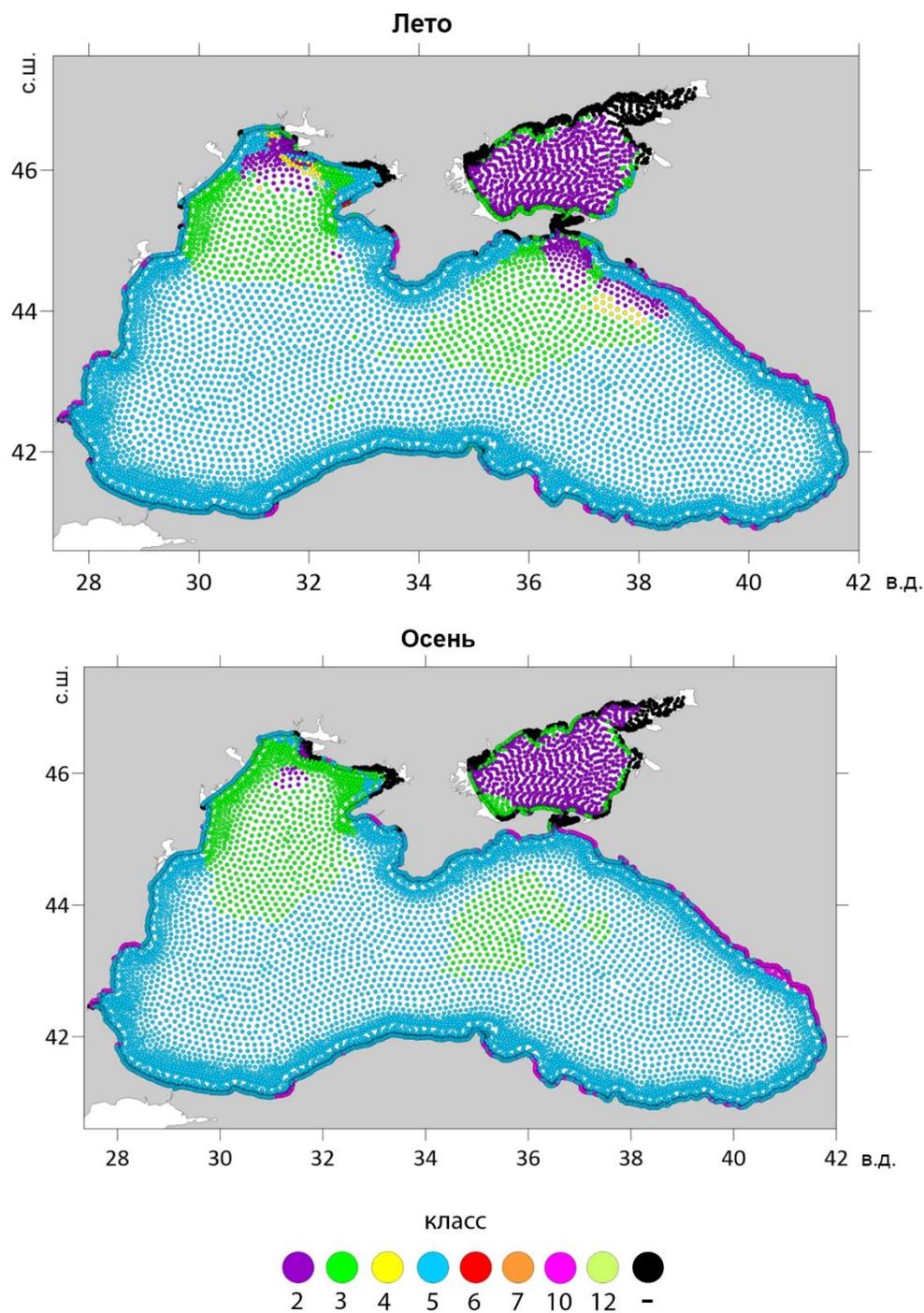


Рисунок 5.5. Пространственное распределение вторых по повторяемости классов в Черном и Азовском морях по сезонам. Сезоны указаны над рисунками.

Весной (рис. 5.5б) и осенью (рис. 5.5г) 2020 г. сохранялись общие особенности пространственного распределения вторых по повторяемости классов, характерные для зимнего и летнего сезонов 2020 г [Rybalko et al., 2023b].

Таким образом, второй по повторяемости класс зависит от района акватории, глубины и конфигурации береговой линии. Необходимо рассматривать пространственное

распределение повторяемости классов, что и было дополнительно сделано в следующем разделе.

5.2. Сезонная изменчивость классов частотных спектров в репрезентативных точках

Более подробно сезонная изменчивость распределения спектров по классам была рассмотрена в 8 точках исследуемых акваторий (рис. 5.6), характеризующихся разными физико-географическими условиями и разным режимом ветрового волнения. Для Азовского моря были выбраны две точки: точка Т1 (46.3 с.ш., 37.1 в.д.), расположенная в «глубоководной» части Азовского моря (12.52 м), и точка Т2 (46.9 с.ш., 38.1 в.д.), расположенная в Таганрогском заливе с глубиной 5.9 м. В осенне-зимний период над всей акваторией Азовского моря преобладают северо-восточные и восточные ветра со средней скоростью 4–7 м/с [Добровольский, Залогин, 1982]. В отдельных случаях скорость ветра превышает 15 м/с. В летний период над акваторией преобладают неустойчивые по направлению ветры со средними скоростями около 3–5 м/с. Характерны в этот сезон также юго-западные и западные ветра со скоростями 4–6 м/с, вызванные прохождением средиземноморских циклонов [Добровольский, Залогин, 1982]. Максимальная высота волн в точке Т1, согласно многолетним модельным данным, достигает около 3 м в зимние месяцы, а летом – до 1.7 м. В точке Т2 максимальная высота волн зимой составляет до 1.3 м, а летом даже максимальные высоты волн составляют менее 1 м [Yaitskaya, 2022]. Зимой Таганрогский залив часто покрыт льдом [Рыбалко и др., 2024а].

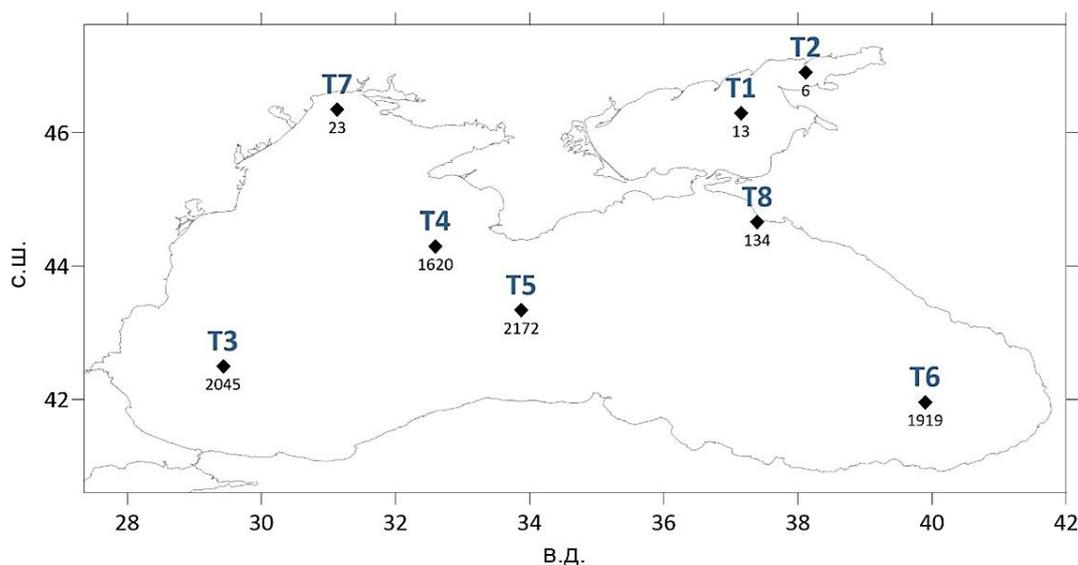


Рисунок 5.6. Местоположение точек для анализа сезонной изменчивости частотных спектров. Черным подписаны глубины (м).

В Черном море рассматривались 6 точек [Рыбалко и др., 2024а]. Точки Т3, Т4, Т5 и Т6 относятся к глубоководной части Черного моря. Точка Т3 имеет глубину более 2 тыс. м и располагается в западной части акватории, характеризующейся интенсивным ветровым волнением [Яицкая, Магаева, 2018; Amarouche, Akpinar, 2023]. Зимой средняя скорость ветра в районе точки Т3 составляет около 7–8 м/с [Добровольский, Залогин, 1982; Amarouche, Akpinar, 2023] с преобладанием северо-восточного направления. В зимние месяцы средняя высота волн здесь составляет около 1.4–1.6 м [Akpinar et al., 2016]. Развитие ветров со скоростью более 10 м/с связано в основном с прохождением циклонов [Добровольский, Залогин, 1982]. Летом средняя скорость ветра ниже и составляет 5 м/с [Добровольский, Залогин, 1982, Amarouche, Akpinar, 2023]. Средняя высота волн летом составляет 0.8 м, преобладает северное и северо-восточное направление. Точки Т4 и Т5 могут относиться к центральной части Черного моря, их глубина составляет 1620 и 2172 м, соответственно. Ветро-волновые условия для этого района схожи с условиями в районе точки Т3, только зимой преобладает восточное направление ветра и волн, согласно [Amarouche, Akpinar, 2023]. Средние высоты волн здесь ниже, чем в точке Т3. Точка Т6 расположена в восточной части акватории, глубина в точке равна 1919 м. Зимой скорости ветра здесь ниже, чем в западной части, в среднем до 4.5 м/с. Средняя высота волн составляет около 1 м, преобладают волны с севера. Летом район характеризуется частыми штилевыми условиями. Средняя высота волн в теплое время года составляет около 0.6–0.8 м [Amarouche, Akpinar, 2023]. Точка Т7 расположена на северо-западном шельфе Черного моря, ее глубина составляет около 23 м. Зимой в этом районе средние скорости ветра равны 8 м/с, что выше, чем над другими районами Черного моря. Однако средняя высота волн составляет около 0.6–0.8 м. Среднее направление волн, согласно [Amarouche, Akpinar, 2023], восточное и юго-восточное. Летом средняя высота волн в районе точки Т7 менее 0.5 м. Точка Т8 находится в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря. Этот район побережья характеризуется узким шельфом с большим уклоном дна (до 30°) [Иванов, Белокопытов, 2011]. Глубина в точке Т8 составляет 134 м. Зимой скорости ветра в районе в среднем составляют 7 м/с, средняя высота волн – 0.8 м [Amarouche, Akpinar, 2023, Hamilton, 2010]. Летом эти значения ниже. Значительное влияние на район оказывает местный ветер, Новороссийская бора [Иванов, 2008].

Точки выбирались таким образом, чтобы при небольшом их количестве продемонстрировать наиболее максимальное разнообразие ветро-волновых условий в Черном море. Основой для выбора именно этих районов послужили ранее выполненные исследования [Rybalco, Myslenkov, 2022] и литературные источники, например, схема

районирования Азово-Черноморского бассейна, используемая для гидрометеорологического обеспечения морской деятельности [Евстигнеев и др., 2017].

5.2.1 Повторяемость классов в точках

Повторяемость классов в разные месяцы 2020 г. для 8 точек, описанных в предыдущем разделе, представлена на рис. 5.7. Здесь повторяемость рассчитывалась как отношение случаев обнаружения конкретного класса к общему количеству спектров в точке за конкретный месяц.

Для точек Азовского моря на протяжении всего 2020 г года было выявлено небольшое количество классов, особенно в точке Т2. В точке Т1, в более глубокой части Азовского моря, во все месяцы присутствуют спектры классов 1, 2 и 4 (кроме августа, в котором класс 4 отсутствует), однако сезонная изменчивость этих классов отличается. Класс 1, хоть и преобладает во все месяцы, имеет разную долю в зависимости от сезона: в летние месяцы его доля от всех случаев максимальна, а в зимние месяцы, наоборот, минимальна. Классы 2 и 4, напротив, чаще встречаются в зимние месяцы, а в летние их доля меньше. Класс 3 отсутствует в летние месяцы, сентябре и ноябре. В холодную половину года обнаруживается класс 12, а в феврале классы 15 и 16. Это свидетельствует о преобладании во все сезоны спектров с частотой основного пика более 0.2 Гц, т.е. коротких и невысоких волн. Спектры со спектральной плотностью более $2 \text{ м}^2/\text{Гц}$ обнаруживаются с ноября по май, частота пика этих спектров более 0.15 Гц [Рыбалко и др., 2024а].

В точке Т2 наибольшее количество классов спектров было обнаружено в феврале. В этом месяце, кроме класса 1 (энергия которого минимально, и который составляет в точке Т2 свыше 93 % от всех случаев), был обнаружен класс 2 и отдельные случаи классов 4, 7, 8 и 12. Классы 2 и 4 также были обнаружены в январе, апреле и мае. В апреле, кроме названных классов, был определен класс 3. Во все остальные месяцы был выявлен только класс 1. Это свидетельствует о том, что в Таганрогском заливе на протяжении всего года преобладают короткие и невысокие волны, частота основного пика спектральной плотности на протяжении всего года больше 0.2 Гц, кроме отдельных случаев в зимние месяцы, когда частота составляет около 0.18 Гц. Спектральная плотность составляет в основном до $0.5 \text{ м}^2/\text{Гц}$ и лишь в отдельных случаях – около $1 \text{ м}^2/\text{Гц}$ [Рыбалко и др., 2024а].

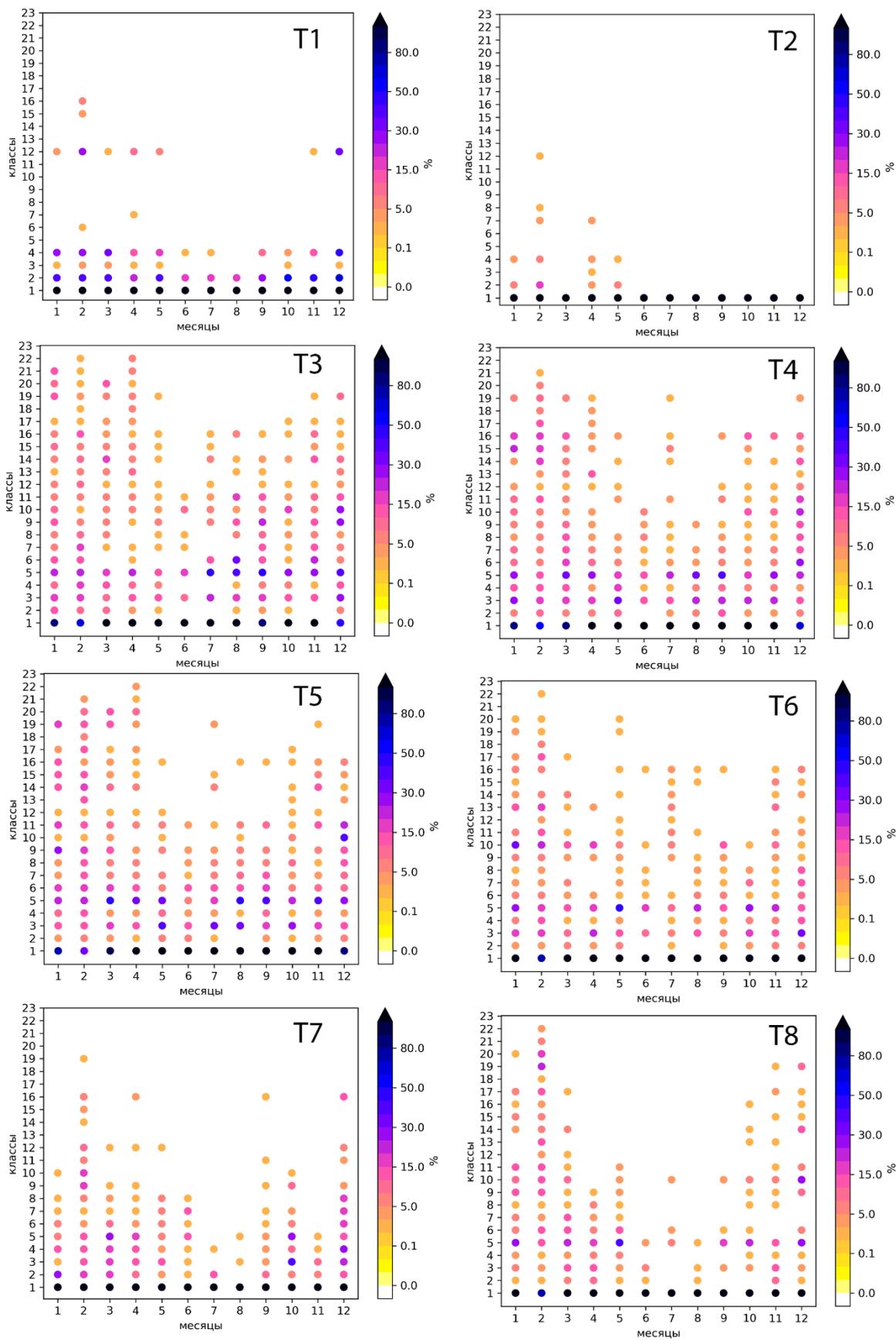


Рисунок 5.7. Повторяемость частотных спектров в каждом конкретном классе с 1 по 23 от 0 до 100% по месяцам в исследуемых точках за 2020.

В точках Т3, Т4 и Т5 в Черном море сезонная изменчивость классов имеет общие черты. Класс 1 преобладает во все месяцы, его доля в летние месяцы больше, чем с октября по март. Во все месяцы также встречаются классы 3 и 5, спектральная плотность которых низка, до $0.65 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Интересно, что в точке Т3 доля класса 5 выше летом, чем в зимние месяцы. Классы 2, 4 и 6, где частота максимума спектральной плотности в среднем соответствует частотам в классах 1, 3 и 5, соответственно, а значение спектральной плотности выше (до $1.35 \text{ м}^2/\text{Гц}$), встречаются чаще в холодное время года. Классы, для которых характерны максимумы спектральной плотности более $5 \text{ м}^2/\text{Гц}$ (т.е. класс 17 и выше) характерны для зимних и первых весенних месяцев, однако в отдельных случаях встречаются и в теплое время года. В точке Т3 во все месяцы 2020 года были выявлены классы 10 и 11, частота основного пика которых равна около 0.14 Гц . И почти во все месяцы встречались классы 8, 9, 12, частота основного пика которых составляет от 0.15 до 0.18 и значение спектральной плотности до $1.4\text{--}2.75 \text{ м}^2/\text{Гц}$, и классы 14 и 16 с частотой максимума спектральной плотности около 0.12 Гц и значением спектральной плотности до $4.5\text{--}5 \text{ м}^2/\text{Гц}$. В точке Т5 во все месяцы встречаются, кроме уже перечисленных, класс 7, 9, 11 и почти во все месяцы – класс 8. Значения спектральной плотности этих классов в среднем более $1 \text{ м}^2/\text{Гц}$. В точке Т4 классов с наибольшими спектральными плотностями меньше. В точке Т6, которая находится в восточной части акватории, первые классы с 1 по 5 имеют такие же закономерности в сезонной изменчивости, как и в других точках в глубоководной части Черного моря. Класс 17 и выше обнаруживаются только в январе, феврале, марте и мае [Рыбалко и др., 2024а].

В точке Т7, которая относится к северо-западному шельфу, класс 1 – единственный класс, обнаруживаемый во все месяцы 2020 г. Также почти во все месяцы встречаются 2, 3, 4 и 5, но их доля во все месяцы значительно меньше, чем у класса 1. Только в феврале встречается класс со средним значением спектральной плотности выше $5 \text{ м}^2/\text{Гц}$, это класс 19. В точке Т8 сохраняются черты сезонной изменчивости классов, характерные и для других точек Черного моря. Зимние месяцы, среди которых особенно выделяется февраль, характеризуются обнаружением классов с большой спектральной плотностью. В июне, июле и августе встречаются только отдельные случаи классов 2, 3, 5, 6 и 10 [Рыбалко и др., 2024а].

Таким образом, в Черном море выделяются большее количество классов спектров, чем в Азовском море, что объясняется разницей в размерах бассейнов. С увеличением глубины возрастает количество обнаруживаемых классов. Сезонная изменчивость частотных спектров ярко выражена во всех рассматриваемых точках: в летний период максимальные значения спектральной плотности ниже, чем в зимний, частоты, наоборот,

выше. Даже зимой максимальная частота спектральной плотности обычно превышает 0.1 Гц, хотя в некоторых случаях она равна или меньше этого значения [Рыбалко и др., 2024а].

5.2.2 Повторяемость классов с учетом направления волн

Для 8 точек также была рассмотрена сезонная изменчивость спектров ветрового волнения в зависимости от направления распространения волн. В качестве направления было взято направление максимума спектральной плотности [Рыбалко и др., 2024а].

В точке Т1 (рис. 5.8), которая располагается в «глубоководной» части Азовского моря, зимой преобладают волны восточного направления, однако спектры классов 15 и 16, которые имеют наибольшую спектральную плотность из всех выявленных в данной точке (около 4 и 3.5 м²/Гц), приходят с юго-западного сектора. Весной юго-западные волны преобладают над остальными направлениями. Летом преобладающее направление меняется и становится северо-восточным, отсюда же в основном приходят спектры класса 12, средняя спектральная плотность которых равна 2.3 м²/Гц, а средняя частота основного пика – 0.18 Гц. Распределение повторяемости по направлениям осенью схоже с зимним, однако спектральная плотность в это время года ниже, чем зимой [Рыбалко и др., 2024а].

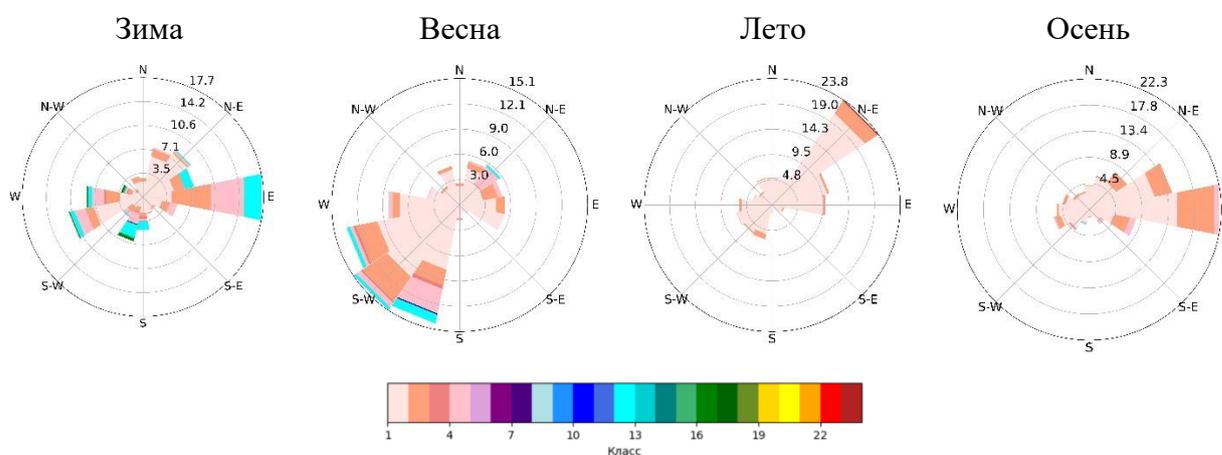


Рисунок 5.8. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т1.

В точке Т2 (рис. 5.9), располагающейся в Таганрогском заливе, летом и осенью был выявлен только класс 1, преобладающее направление – восточное-северо-восточное. Вторым направлением, для которого характерно более 10% случаев в эти сезоны, стало западное-юго-западное. Такой же паттерн с преобладающими направлениями наблюдался зимой 2020 года. С запада и запада-юго-запада наблюдалось значительно меньше случаев, чем с востока-северо-востока, однако именно с первого направления приходили спектры

классов, отличных от класса 1, - классы 2, 4, 7 и 12. Весной направление запад-юго-запад становится преобладающим. Помимо класса 1, с этого направления обнаруживаются классы 2 и 7.

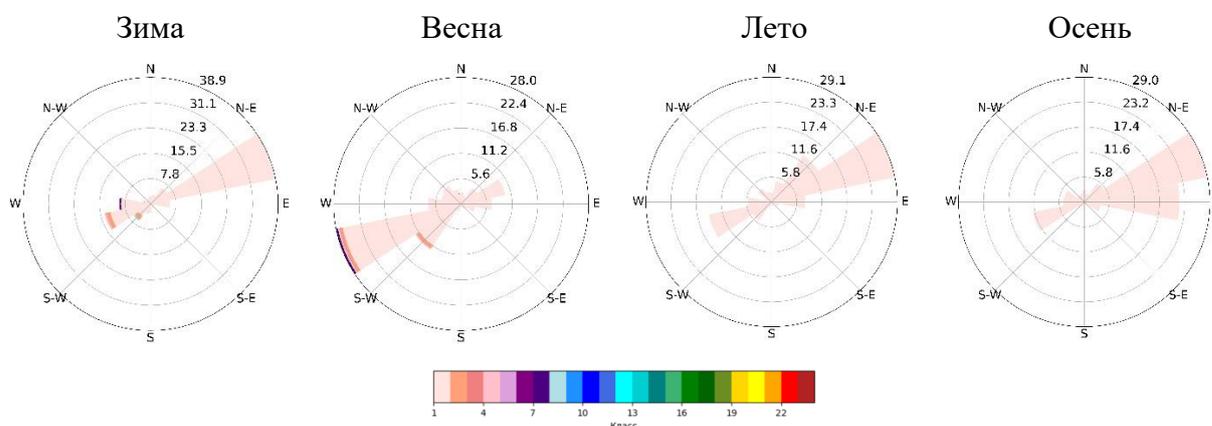


Рисунок 5.9. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т2.

Точка Т3 расположена в западной части Черного моря и относится к области с наиболее интенсивным ветровым волнением в исследуемом регионе. В этой точке (рис. 5.10) наблюдается сезонная изменчивость в преобладающих направлениях. Зимой волны приходят с северо-восточного сектора и, в меньшей степени, с юго-западного. Кроме количественного преобладания случаев с северо-восточного сектора, именно для этого направления характерны спектры с наибольшей энергией, в том числе, классы 21 – 23. Максимальная спектральная плотность в них превышает $15 \text{ м}^2/\text{Гц}$, а частоты основного пика в среднем составляют 0.1 Гц. Весной класс с наибольшей энергией, класс 23, наблюдался с восточного направления. Осенью преобладающие направления изменились, большинство волн приходило с юго-востока, вторым преобладающим направлением стало северное направление.

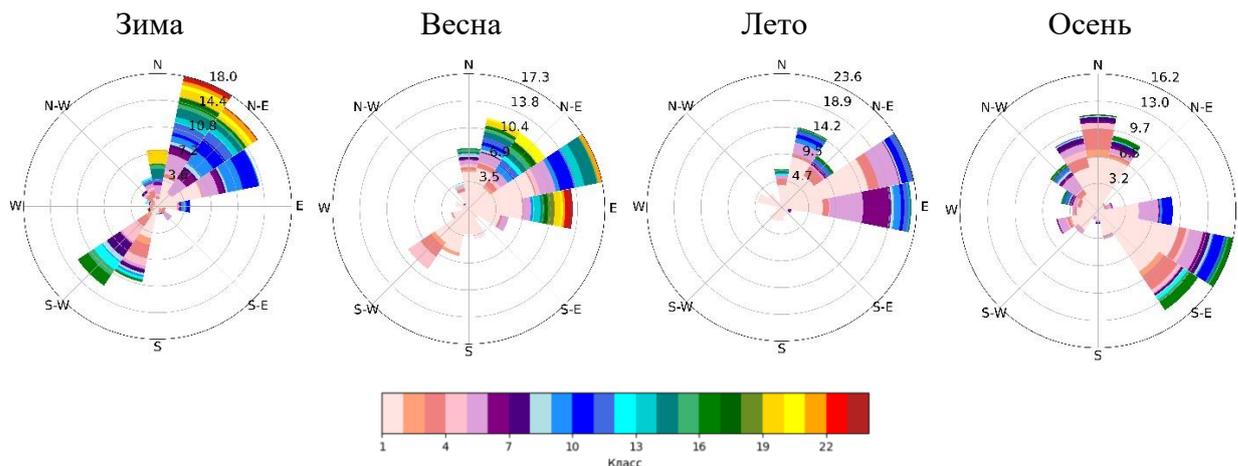


Рисунок 5.10. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т3.

Точки Т4 и Т5 располагаются относительно близко друг друга и могут быть отнесены к центральной части Черного моря, однако характерные черты преобладающих направлений и выявленных классов по сезонам имеют лишь небольшую схожесть. В точке Т4 (рис. 5.11) зимой спектры с наибольшей энергией, класс 22, приходят с юго-западного сектора и северо-западного направления. Класс 20, кроме уже названных направлений, наблюдался с юго-восточного направления. Летом преобладало направление северо-запад.

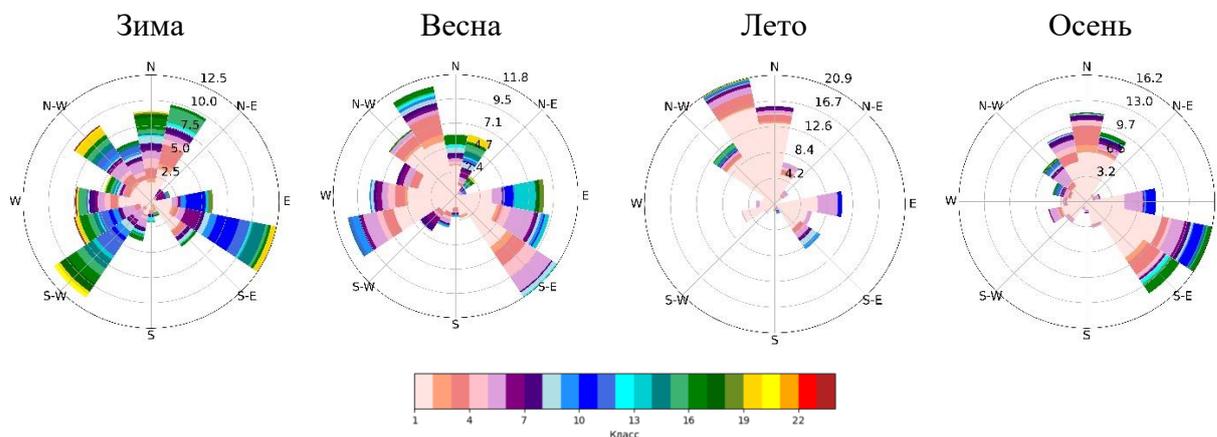


Рисунок 5.11 Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т4.

В точке Т5 (рис. 5.12), располагающейся в центральной глубоководной части Черного моря, во все сезоны практически отсутствуют волны с южного сектора, а также волны с севера. Спектры ветрового волнения, имеющие спектральную плотность более $5 \text{ м}^2/\text{Гц}$, приходят зимой с нескольких направлений: с западного сектора, с северо-востока и в

меньше степени – с востока. Весной спектры с наибольшей энергией наблюдаются с северо-востока, а летом – с северо-запада. Интересно, что, как и в некоторых других точках, осенью спектры ветрового волнения в точке Т5 имеют меньшую спектральную плотность, чем весной. Однако, это может быть особенностью конкретно 2020 г [Рыбалко и др., 2024a].

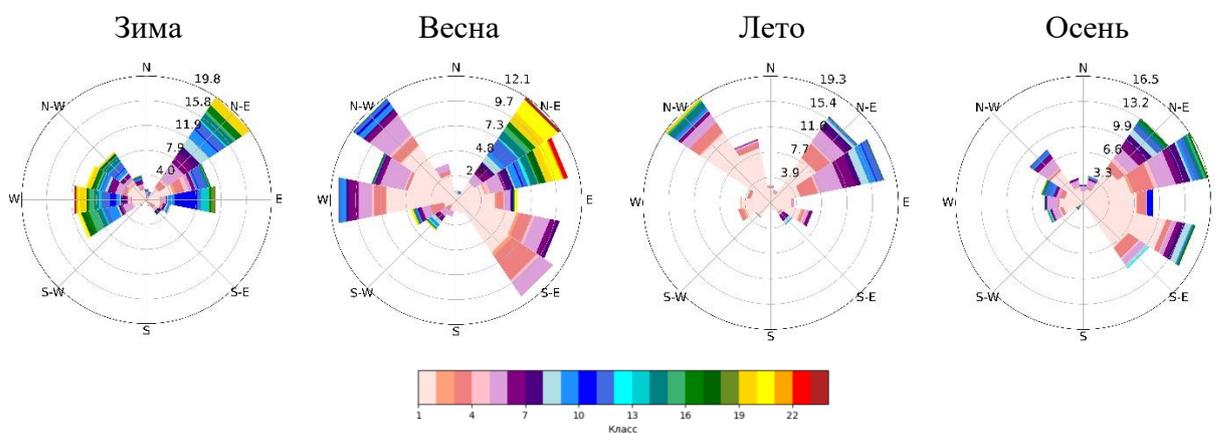


Рисунок 5.12. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т5.

В точке Т6 (рис. 5.13), расположенной в восточной части Черного моря, во все сезоны наблюдаются схожие паттерны преобладающих направлений, западный сектор с преобладанием западно-северо-западного направления и восточно-северо-восточное направление. Спектры с наибольшей энергией приходят с западного сектора.

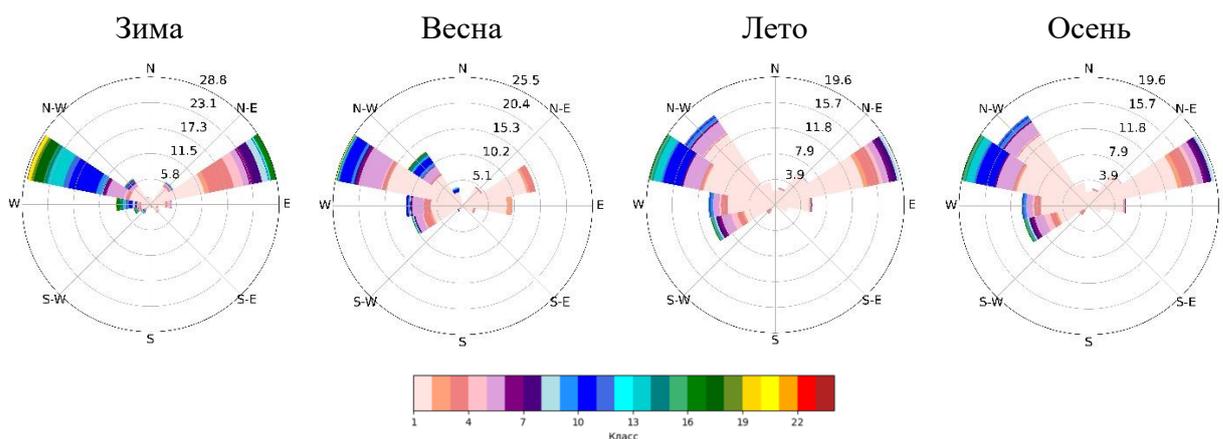


Рисунок 5.13. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т6.

В точке Т7, расположенной на северо-западном шельфе Черного моря, ожидаемо, преобладающими направлениями во все сезоны является направление южного сектора (рис. 5.14).

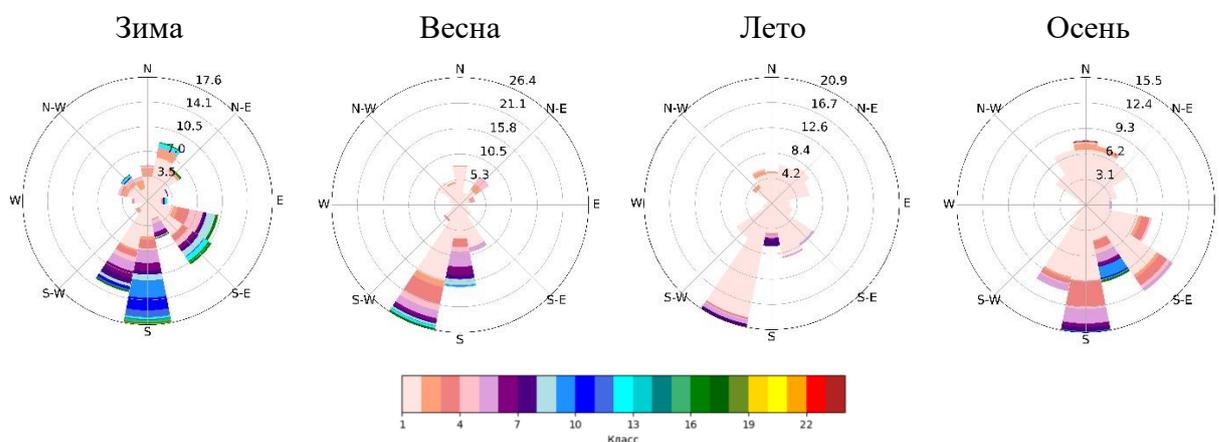


Рисунок 5.14. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т7.

В точке Т8 (рис. 5.15), расположенной близ побережья в северо-восточной части Черного моря, во все сезоны преобладают волны с юго-востока и запада-юго-запада, за исключением лета, когда преобладает северо-западное направление волн. Как и ожидалось, расположение прибрежной линии препятствует образованию волн с северо-восточного сектора, а редкие спектры этого направления относятся к классу 1 [Рыбалко и др., 2024а].

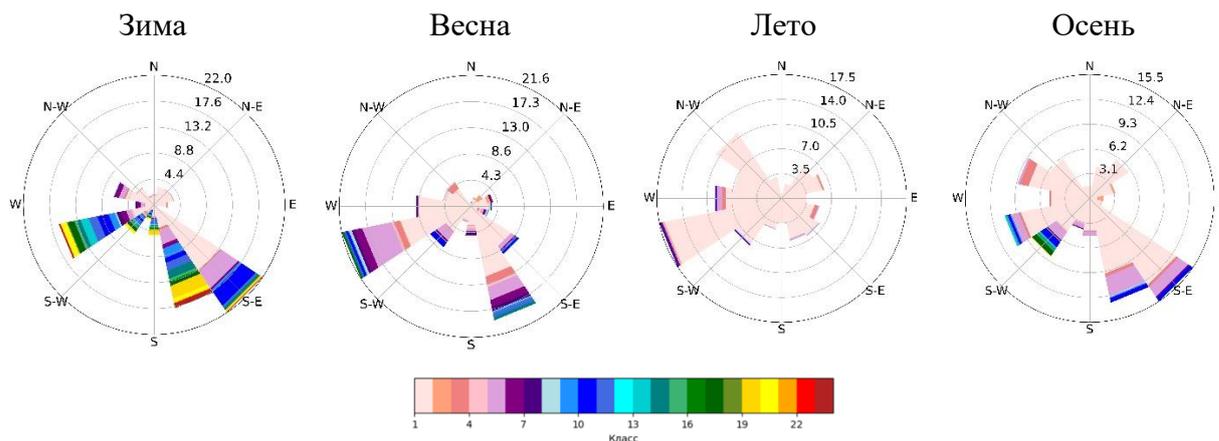


Рисунок 5.15. Повторяемость классов спектров ветрового волнения с учетом направления по сезонам в 2020 г. в точке Т8.

Таким образом, учет направлений при анализе повторяемости классов позволяет оценивать повторяемость прохождения волн с той или иной частотой пика и значением

максимума спектральной плотности с разных направлений, что может иметь большую практическую значимость. Одни и те же классы могут приходить с разных направлений, однако существует сезонная изменчивость. Важно отметить, что выборка спектров за 1 год не является достаточной для достоверной оценки сезонной изменчивости, необходим анализ более продолжительного ряда [Рыбалко и др., 2024а]. В данной работе основные результаты получены для спектров без учета направления, однако разработанная методика позволяет использовать ту же классификацию, но для каждого направления отдельно.

Глава 6. Описание климатических спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях

Результаты моделирования за 38 лет, с 1983 по 2020 гг., позволили проанализировать повторяемость различных классов частотных спектров за продолжительный период времени [Рыбалко и др., 2024в], а также проследить межгодовую изменчивость спектров.

6.1. Пространственное распределение повторяемости классов в Черном и Азовском морях за 40 лет

За период с 1983 по 2020 год анализ повторяемости классов показал, что во всех точках Чёрного и Азовского морей преобладающим классом был класс 1 (рис. 6.1а). Повторяемость класса 1, характеризующегося наименьшей спектральной плотностью, показана в процентах на рис. 6.1б. В прибрежных районах Азовского моря доля спектров класса 1 превысила 90 %. К центральной части Азовского моря повторяемость равномерно уменьшалась, но даже в самой глубокой части моря она превышала 65 %. Такое количество спектров со спектральной плотностью в среднем $<0.2 \text{ м}^2/\text{Гц}$ объясняется параметрами ограниченным разгоном, малой глубиной и тем, что Азовское море — замерзающее море. Поэтому в холодный период года, когда в регионе дуют самые сильные ветра, лёд часто препятствует возникновению ветрового волнения. В Чёрном море пространственная изменчивость доли класса 1 соответствует распределению средней высоты волн [Girpius, Myslenkov, 2020]. В восточной части акватории повторяемость класса 1 выше, чем в западной, где это значение меньше 45 %. В наиболее мелководной северо-западной части Чёрного моря повторяемость класса 1 составила 60–85 %, что близко к показателям Азовского моря.

На рис. 6.1в показана пространственная изменчивость второго по повторяемости класса, а на рис. 6.1г — отношение этого класса к общему количеству спектров в каждой точке. В Азовском море практически на всей акватории вторым по повторяемости классом стал класс 2, за исключением узких прибрежных зон, где чаще встречался класс 3, и реже — классы 4 и 5. Класс 2 характеризуется частотой спектрального пика более 0.2 Гц и небольшими значениями спектральной плотности. Его повторяемость увеличивалась с глубиной и достигла 15 % в центральной части Азовского моря. Классы 3, 4 и 5, обнаруженные в прибрежной зоне, имеют частоту пика спектра ниже, чем класс 2, но вероятность их появления невелика ($<2 \%$).

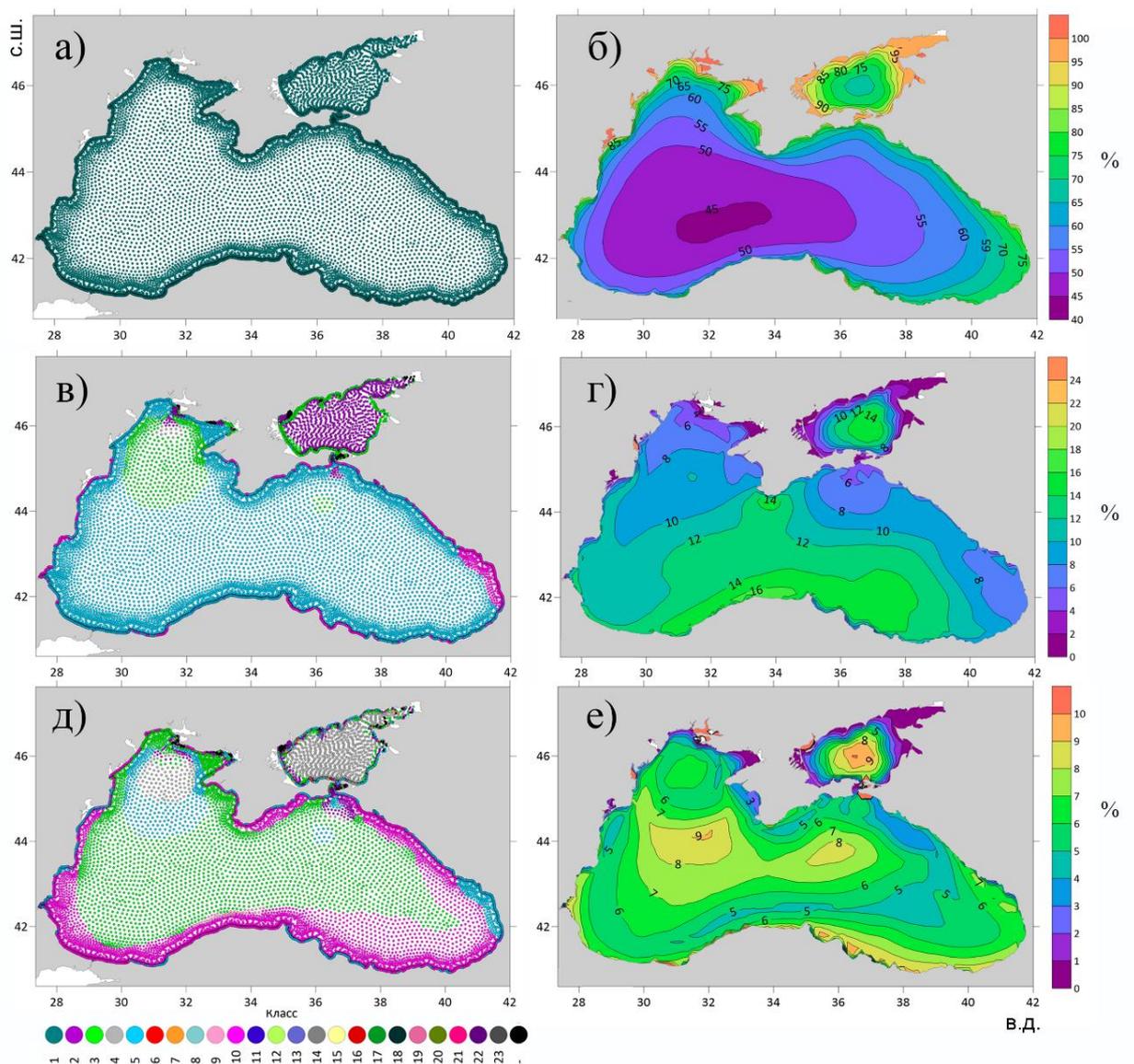


Рисунок 6.1. Пространственное распределение наиболее повторяемых классов в Черном и Азовском морях за 1983-2020 гг. и их повторяемость в процентах. а) первый по повторяемости класс и б) его доля в %, в) вторые по повторяемости классы и г) их доля в %, д) третьи по повторяемости классы и е) их доля в %.

На большей части акватории Чёрного моря вторым по повторяемости классом стал класс 5. Его спектральная плотность имеет среднюю частоту максимума 0.18 Гц и характеризуется невысокими значениями, менее 0.5 м²/Гц. Повторяемость класса 5 составила 12–16 % вдоль турецкого побережья, и к северу это значение уменьшалось. Такое распределение согласуется с распределением среднеголетних значений среднего периода волн, которые составляют на юге Чёрного моря около 4 секунд и на севере 3.2–3.6 секунды [Мысленков и др. 2018]. В северо-западной части Чёрного моря преобладал класс 3 как второй по повторяемости, а кроме того встречались классы 2 и 4. Для узкой

прибрежной полосы многих районов Чёрного моря вторым по повторяемости оказался класс 10 (до 6–8 %). Он характеризуется спектральной плотностью до $0.7 \text{ м}^2/\text{Гц}$ и средней частотой основного пика около 0.13 Гц , что ниже, чем у упомянутых ранее классов. Полученные пространственные особенности вторых по повторяемости классов по многолетним расчетам согласуются, но не идентичны с таковыми для сезонных 2020 года. Это свидетельствует об устойчивом преобладании спектров с небольшой спектральной плотностью и достаточно высокими значениями частоты основного пика.

Третий по повторяемости класс показан на рис. 6.1д, и на долю этих классов в каждой конкретной точке приходится не более 10% от всех спектров (рис. 6.1е). Третьим по повторяемости в Азовском море является в основном класс 4, в Черном море картина довольно разнообразна: встречаются 3, 4, 5, 10 классы. Распределение повторяемости этих классов в пространстве характеризуется максимумами в западной и восточной части Черного моря и максимумом в центре Азовского моря. Эта картина отчасти напоминает распределение 95-го перцентиля и максимальной многолетней высоты волн или средней высоты волн в осенне-зимний период [Gippius, Myslenkov, 2020, Myslenkov et al., 2023].

Отдельно была рассмотрена повторяемость в процентах классов 20–23 (рис. 6.2), максимальная спектральная плотность которых в среднем превышает $10 \text{ м}^2/\text{Гц}$. Именно волны, соответствующие этим классам, представляют собой наибольшую опасность для хозяйственной деятельности человека в открытом море и в прибрежных зонах.

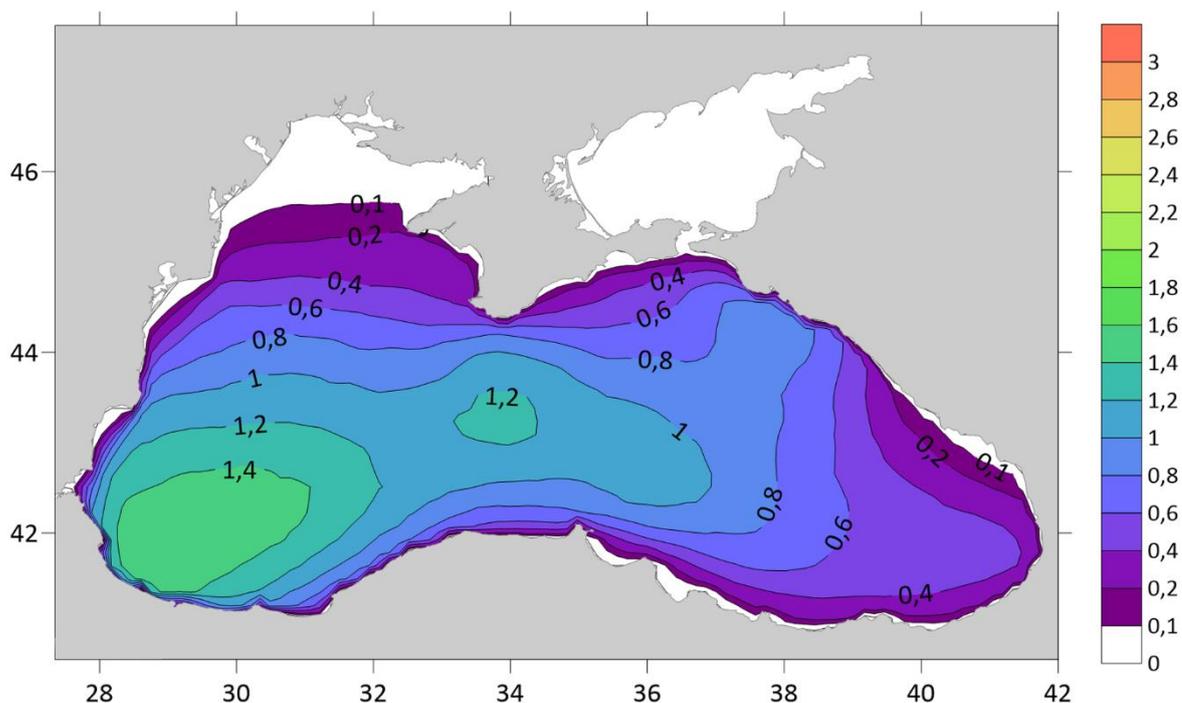


Рисунок 6.2. Суммарная повторяемость классов 20–23 за весь исследуемый период, %.

В Азовском море за весь исследуемый период эти классы не наблюдались. В Черном море наибольшая суммарная повторяемость классов 20–23 была обнаружена в юго-западной части и составила 1.5%.

6.2. Межгодовая повторяемость классов частотных спектров

Межгодовая изменчивость некоторых классов была рассмотрена как для всей акватории Черного и Азовского морей, так и для отдельных точек, описанных в главе 5.2.

6.2.1. Изменчивость классов в репрезентативных точках

Для анализа межгодовой изменчивости частотных спектров за период исследования были выбраны 8 точек, описанные в разделе 5.2. В каждой из них анализировались доли наиболее повторяемых классов, выявленных в разделе 6.1. Для Азовского моря это классы с 1 по 5, для Черного моря – классы с 1 по 5 и 10. Для Черного моря также анализировались классы 20–23, так как именно они характеризуются наибольшими спектральными плотностями, а значит представляют наибольшую опасность и практический интерес. Для точек в Азовском море классы 20–23 и класс 10 не рассматривались ввиду их почти полного отсутствия. Для каждого ряда повторяемости каждого класса в точках были оценены линейный тренд, стандартное отклонение и дисперсия:

- Линейный тренд вида $y = ax + b$, (6.1)

- Дисперсия $= \frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n}$, (6.2)

- Стандартное отклонение $= \sqrt{\frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n}}$, (6.3)

где \bar{x} – среднее ряда, а и b – коэффициенты, n – количество элементов ряда. Значимость линейного тренда оценивалась по критерию Стьюдента. Результаты показаны в таблице 6.1.

В точке Т1 в центральной части Азовского моря (рис. 6.3) наблюдалось небольшое увеличение повторяемости класса 1 за время исследования при разбросе значений в разные года от 57 до 85%. Классы 2 и 4 являлись для данной точке следующими по повторяемости после класса 1. Для них наблюдалась отрицательная корреляция с классом 1, то есть их повторяемость уменьшалась за исследуемый период, а года с наибольшей повторяемостью соответствовали годам с наименьшими значениями для класса 1. Класс 3 обнаруживался во все года в меньше чем 2.5% случаев, кроме 2003 года. Класс 5 был выявлен только в 1992 и 2018 гг. Класс 20 – в 2007.

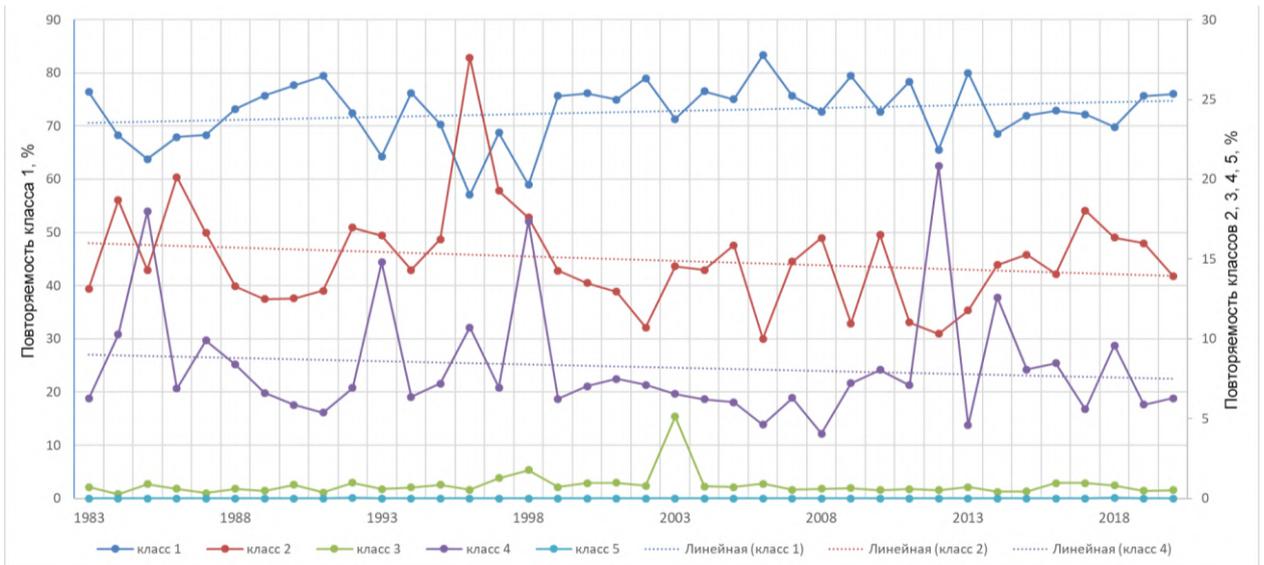


Рисунок 6.3. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4 и 5 по годам в точке Т1 в центральной части Азовского моря.

В точке Т2 в Таганрогском заливе в Азовском море также, как и в точке Т1, класс 2 отрицательно коррелировал с классом 1 (рис. 6.4). Уменьшение повторяемости класса 1 с 95% и выше до значений ниже 90% наблюдалось в 1992, 1993, 2011 и 2017 гг. В целом, как и для точки Т1, для точки Т2 также стало характерным увеличение повторяемости класса 1 и уменьшение повторяемости других классов.

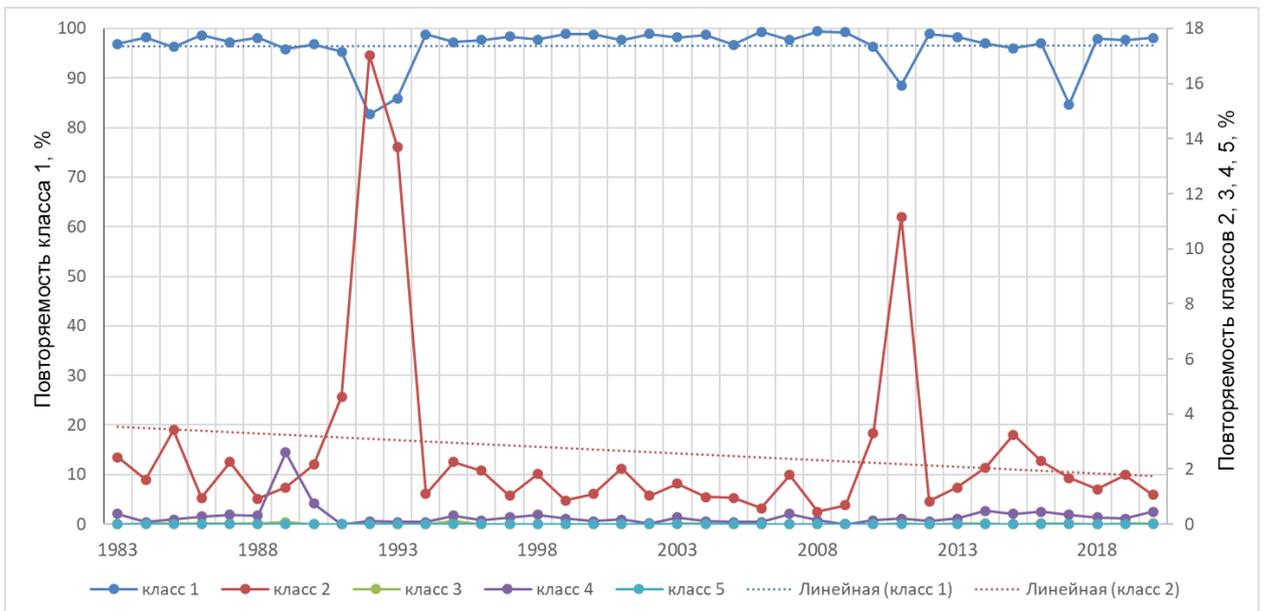


Рисунок 6.4. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4 и 5 по годам в точке Т2 в Таганрогском заливе.

Для Черного моря несмотря на некоторые различия между межгодовой изменчивостью повторяемости классов, можно выделить особенности, характерные для

всех или большинства точек: во всех точках линейный тренд ряда класса 1 демонстрировал увеличение повторяемости данного класса, кроме точки 7 на северо-западном шельфе Черного моря. Повторяемость класса 2 в общем росла во всех точках, кроме точек Т8 (прибрежная зона на северо-востоке) и Т3 (глубоководный район западной части). Это свидетельствует об увеличении повторяемости случаев коротких волн с небольшой спектральной плотностью в акватории Черного моря.

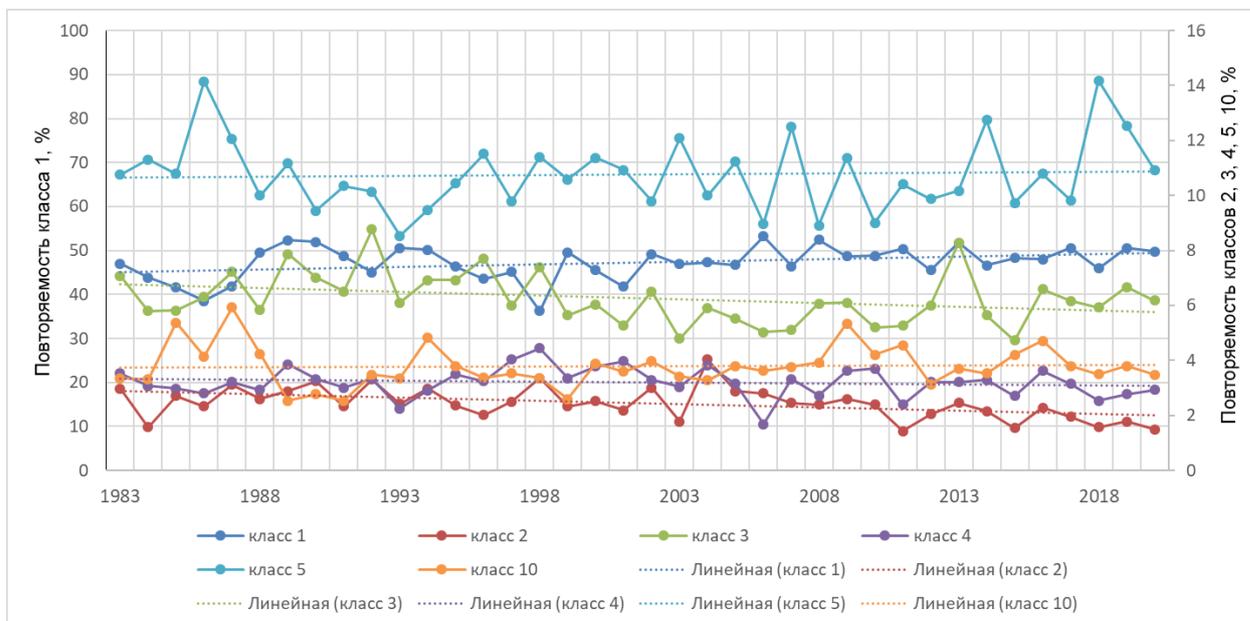


Рисунок 6.5. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 по годам в точке Т3 в юго-западной глубоководной части Черного моря.

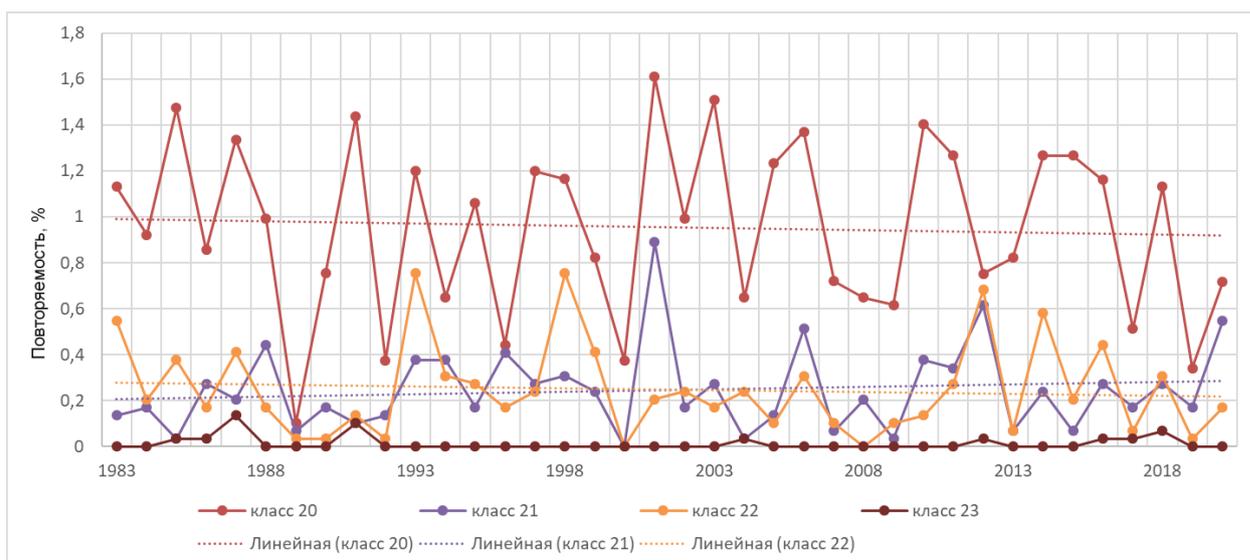


Рисунок 6.6. Повторяемость классов 20, 21, 22 и 23 по годам в точке Т3 в юго-западной глубоководной части Черного моря.

В точке Т3 (рис. 6.5 и 6.6.) в западной глубоководной части Черного моря наблюдалось увеличение повторяемости класса 1, 5 и 10. Это может свидетельствовать об уменьшении интенсивности ветрового волнения в юго-западной части Черного моря. Было отмечено уменьшение повторяемость классов 2, 3, 4, 20 и 23. Однако значимыми являются лишь изменения классов 1 и 2.

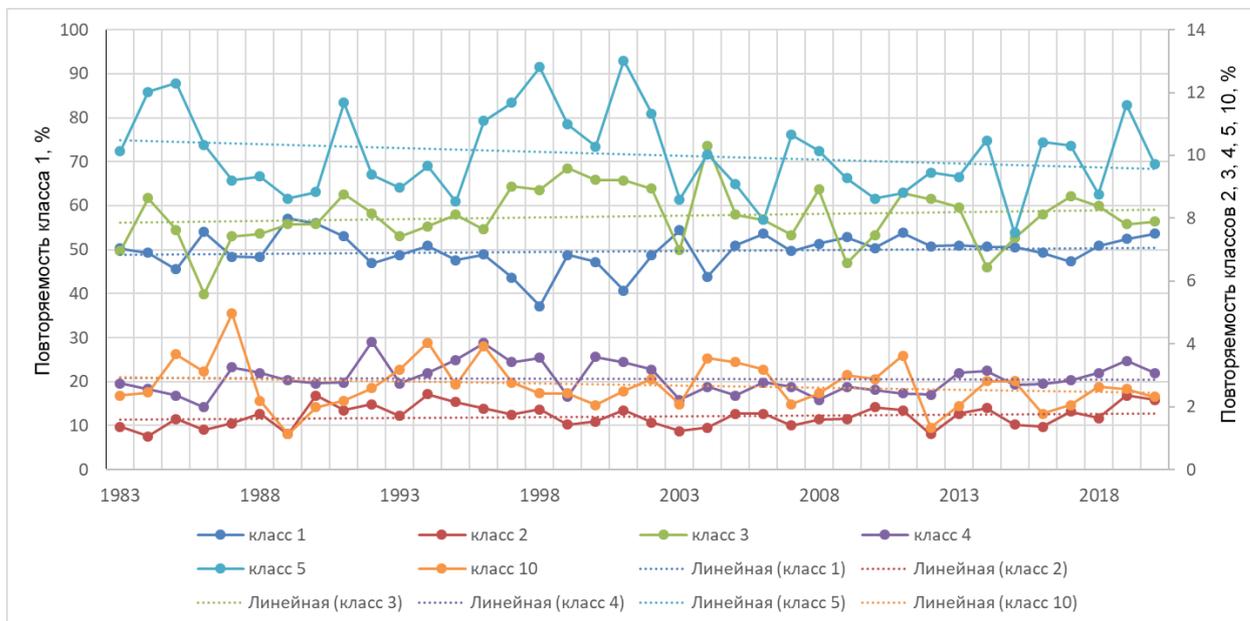


Рисунок 6.7. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 по годам в точке Т4 в глубоководной части Черного моря, к юго-западу от Крымского полуострова.

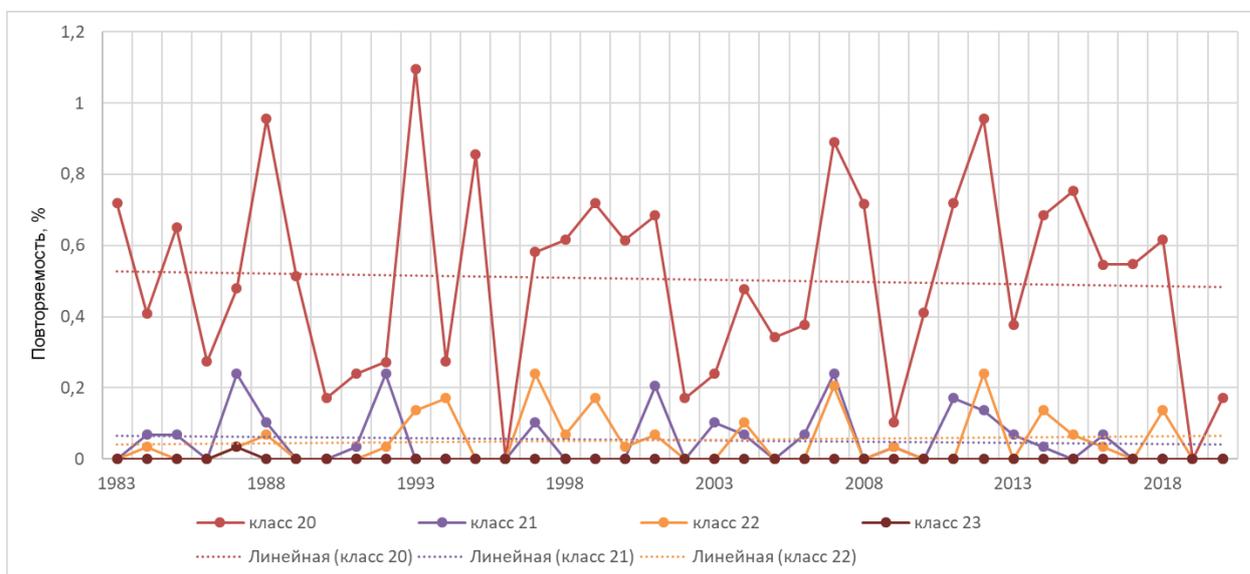


Рисунок 6.8. Повторяемость классов 20, 21, 22 и 23 по годам в точке Т4 в глубоководной части Черного моря, к юго-западу от Крымского полуострова.

В точке Т4 (рис. 6.7 и 6.8) в центральной части Черного моря, к юго-западу от Крымского полуострова, изменчивость класса 1 отрицательно коррелировала с изменчивостью класса 5. В данной точке наблюдалось увеличения повторяемости классов 1, 2, 3, и уменьшение остальных классов. Однако линейные тренды значимыми не оказались.

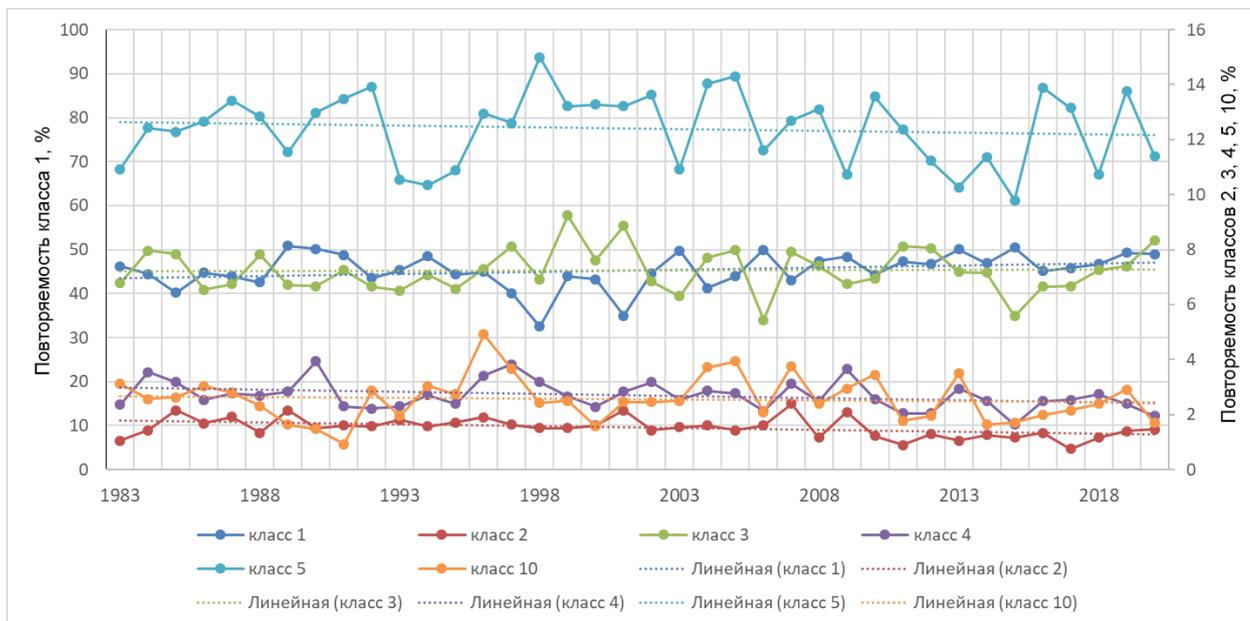


Рисунок 6.9. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 по годам в точке Т5 в центральной части Черного моря.

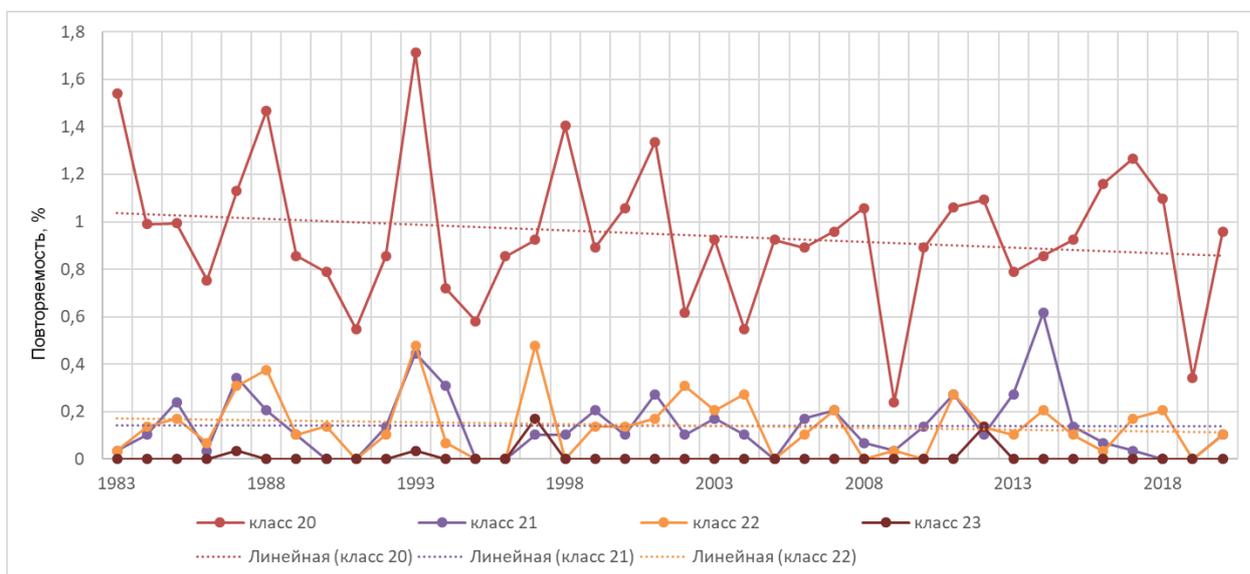


Рисунок 6.10. Повторяемость классов 20, 21, 22 и 23 по годам в точке Т5 в центральной части Черного моря.

В точке T5 (рис. 6.9 и 6.10), которая расположена в центральной части моря, наблюдалось значимое увеличение класса 2, и значимое уменьшение класса 4. Спектры классов 23 наблюдались лишь в отдельных волновых событиях в отдельных годах.

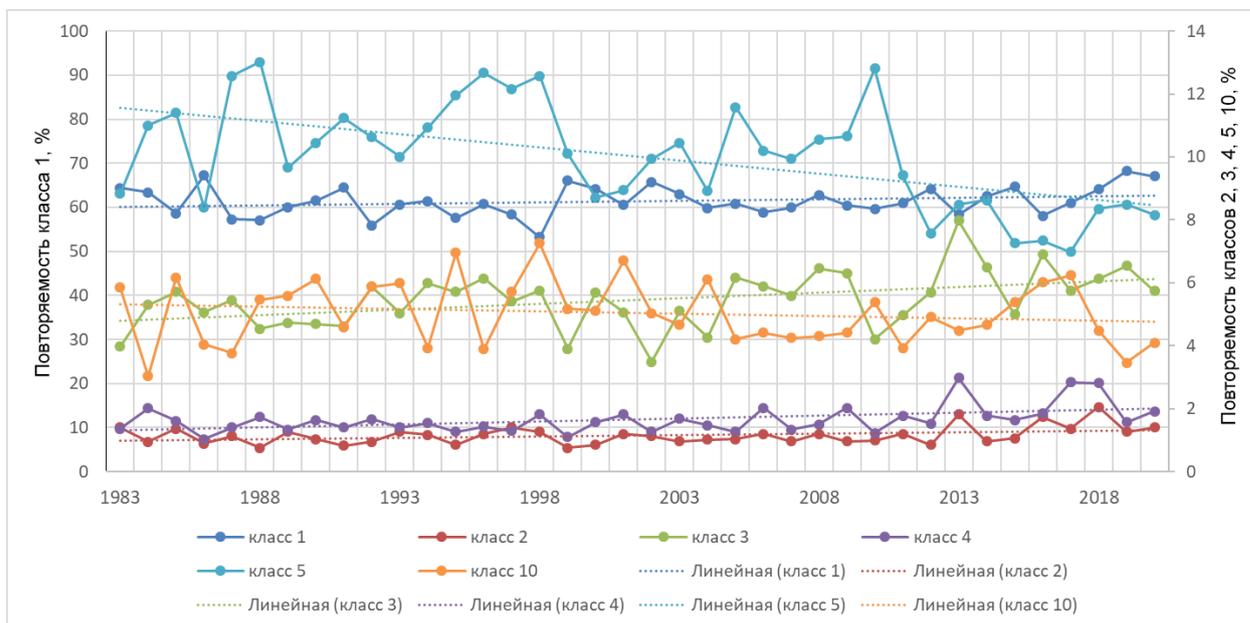


Рисунок 6.11. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 по годам в точке T6 в глубоководной юго-восточной части Черного моря.

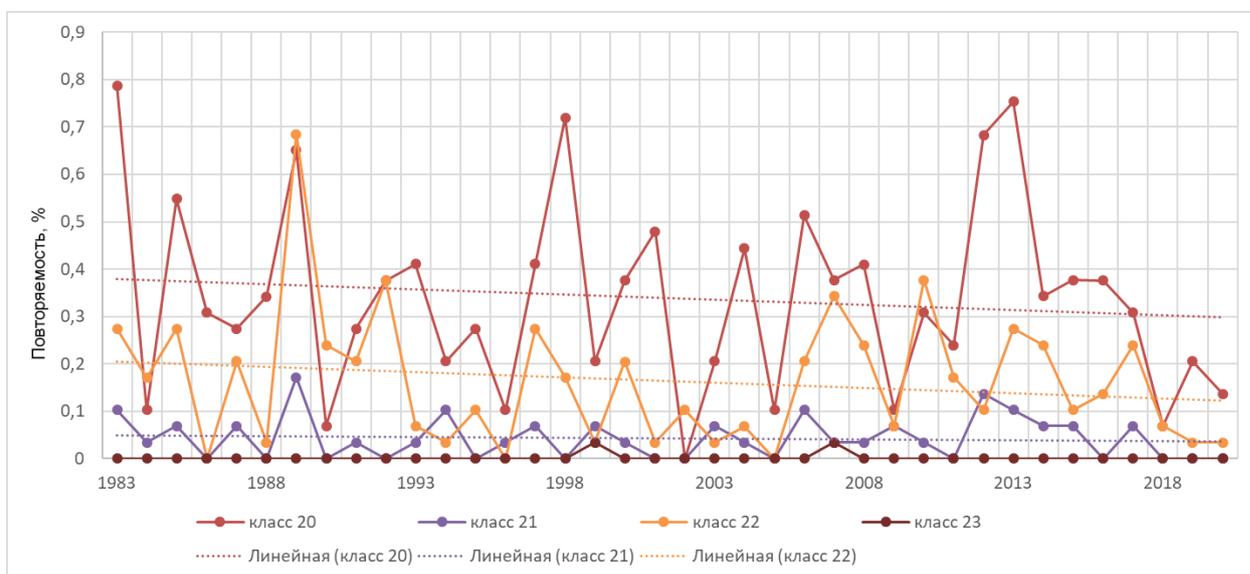


Рисунок 6.12. Повторяемость классов 20, 21, 22 и 23 по годам в точке T6 в глубоководной юго-восточной части Черного моря.

В точке T6 (рис. 6.11 и 6.12) в юго-восточной глубоководной части Черного моря наблюдалось уменьшение классов 5 (тренд значимый) и 10 и классов с наибольшей энергией. Спектры класса 23 были отмечены лишь в нескольких волновых событиях в

отдельных годах. При этом линейные тренды демонстрировали увеличение повторяемости классов 1, 2, 3 и 4. Для классов 2–4 тренды были значимыми.

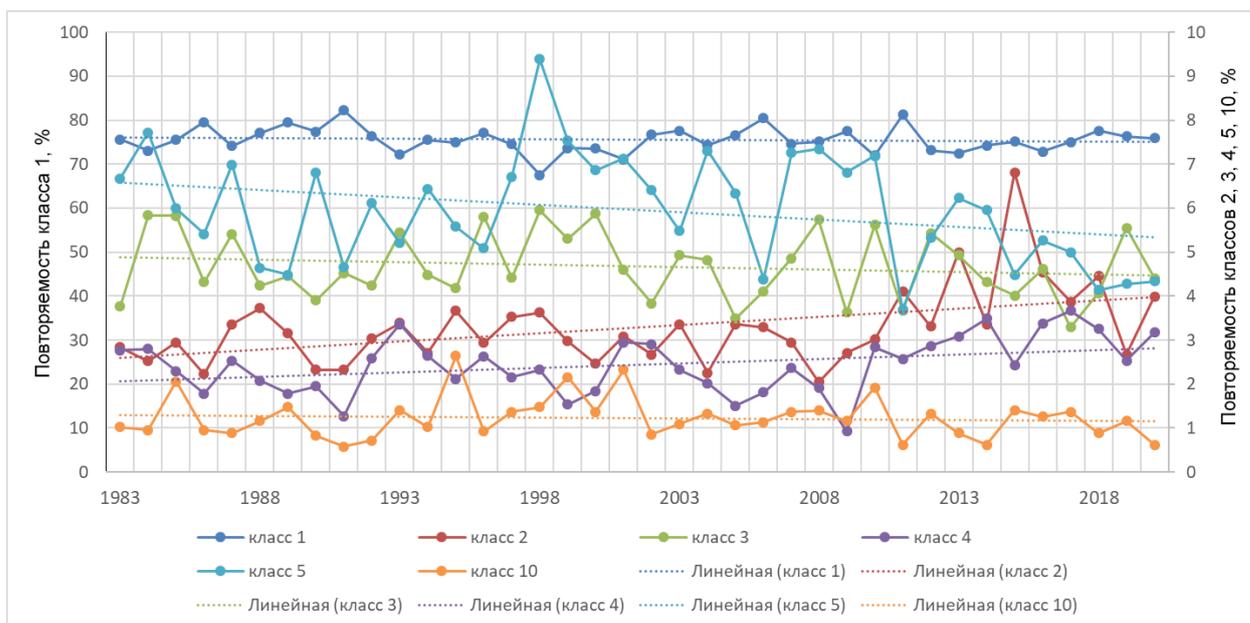


Рисунок 6.13. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 по годам в точке Т7 на северо-западном шельфе Черного моря.

Распределение в точке Т7 (рис. 6.13), расположенной на северо-западном шельфе Черного моря, были схожи с распределением повторяемости классов в Азовском море. Повторяемость классов 2 и 4 значительно увеличивается. Классы 20–23 в этом районе не анализировались.

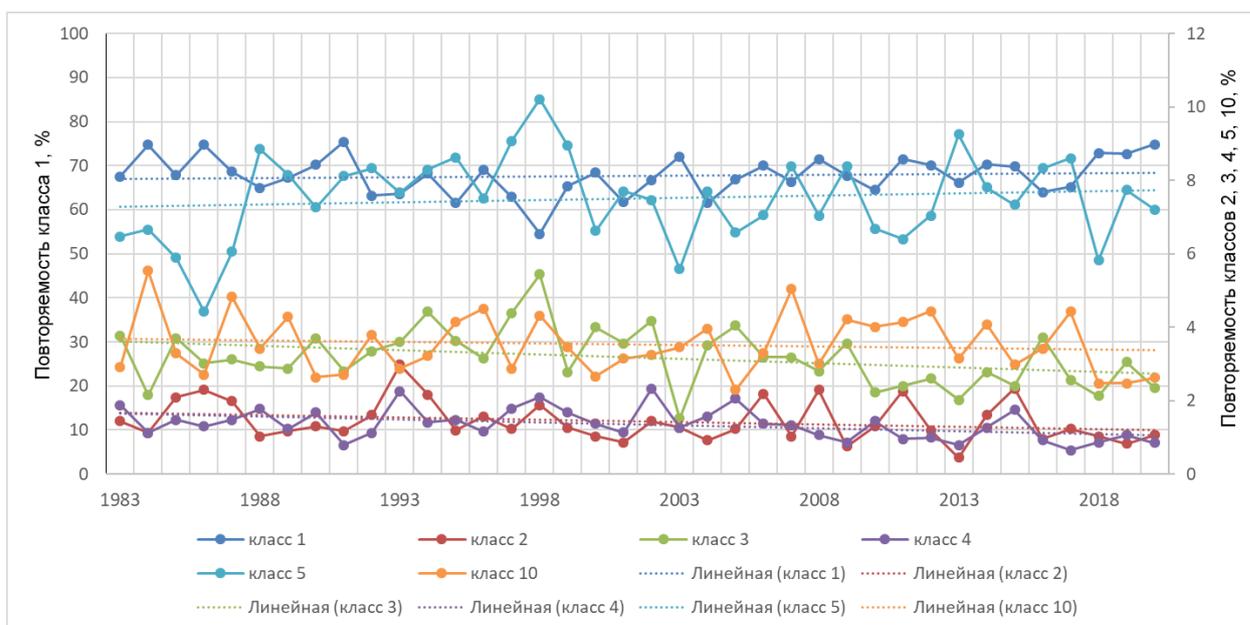


Рисунок 6.14. Повторяемость классов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 по годам в точке Т8 в прибрежной зоне на северо-востоке Черного моря.

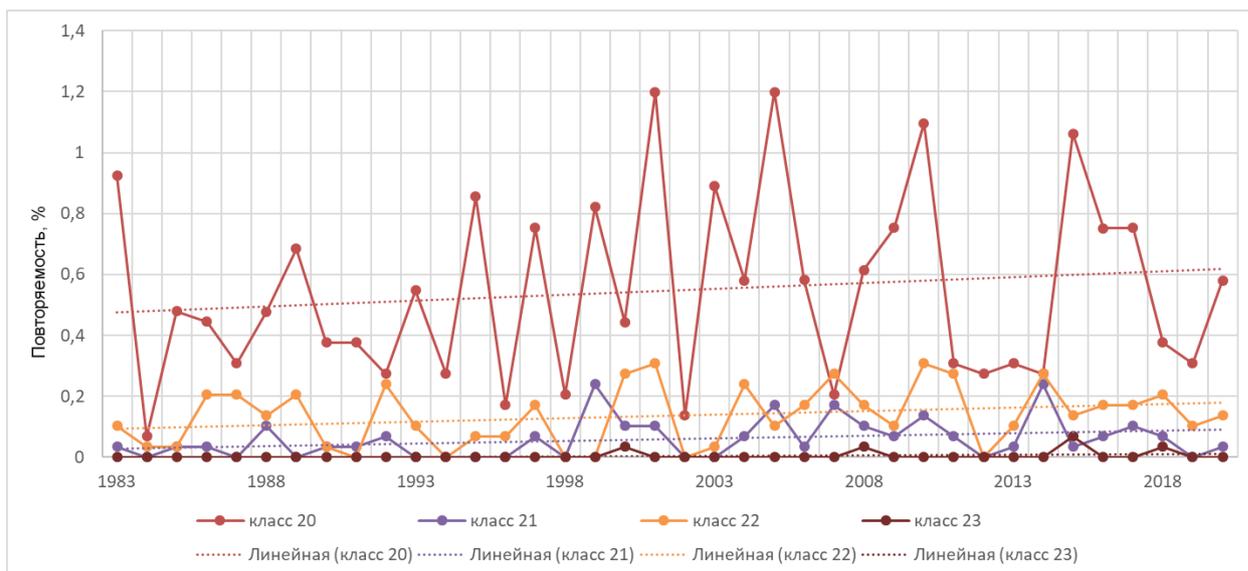


Рисунок 6.15. Повторяемость классов 20, 21, 22 и 23 по годам в точке Т8 в прибрежной зоне на северо-востоке Черного моря.

Единственная точка, где по всей видимости, наблюдается увеличение волновой активности, – точка Т8 (рис. 6.14 и 6.15). Здесь значимо увеличивается повторяемость класса 21, а также увеличиваются классы 20 и 22. Повторяемость классов 3 и 4 значимо уменьшается.

Таблица 6.1. Параметры изменчивости рядов повторяемости некоторых классов частотных спектров для каждого года рассматриваемого периода для 8 точек в Черном и Азовском морях. a – коэффициент при x в уравнении линии тренда $ax + b$, b – точка пересечения с осью y на графике, D – дисперсия ряда, Std – стандартное отклонение ряда, α – значимость по критерию Стьюдента. Цветом выделены те классы в точках, в которых изменения приняты значимыми по критерию Стьюдента: зеленым – положительный тренд, розовым – отрицательный.

Номер точки		Номер класса									
		1	2	3	4	5	10	20	21	22	23
Т1	a	0.113	-0.055	-0.001	-0.04						
	b	-154.5	124.92	-1.042	88.289						
	Std	5.64	3.25	0.76	3.79						
	D	31.8	10.34	0.58	13.93						
	α	0.183	0.26	0.936	0.482						
Т2	a	0.006	-0.43		-0.005						
	b	96.37	3.584		0.388						

	Std	3.97	3.76		0.41						
	D	15.79	12.20		0.17						
	α	0.927	0.365		0.399						
T3	a	0.119	-0.024	-0.03	-0.007	0.006	0.003	-0.002	0.002	-0.002	-0.001
	b	44.953	2.915	6.79	3.35	10.66	3.73	0.992	0.204	0.28	0.02
	Std	3.779	0.660	0.928	0.694	1.298	0.736	0.3723	0.182	0.1997	0.03
	D	14.28	0.333	0.862	0.273	1.684	0.542	0.139	0.033	0.04	0.001
	α	0.034	0.004	0.052	0.360	0.777	0.793	0.740	0.433	0.588	0.454
T4	a	0.044	0.005	0.011	-0.002	-0.025	-0.013	-0.001	-0.001	0.001	
	b	48.84	1.596	7.842	2.93	10.51	2.95	0.53	0.066	0.041	
	Std	3.906	0.424	0.915	0.638	1.328	0.747	0.271	0.075	0.073	
	D	15.26	0.121	0.838	0.236	1.763	0.558	0.073	0.006	0.005	
	α	0.458	0.312	0.417	0.841	0.216	0.232	0.769	0.580	0.564	
T5	a	0.095	0.014	0.002	-0.16	-0.013	-0.006	-0.005	~0	-0.001	
	b	43.518	1.8	7.2	3.013	12.651	2.692	1.04	0.144	0.171	
	Std	3.943	0.359	0.790	0.516	1.307	0.805	0.301	0.133	0.126	
	D	15.550	0.129	0.624	0.266	1.709	0.647	0.091	0.018	0.016	
	α	0.11	0.008	0.877	0.037	0.518	0.615	0.296	0.930	0.422	
T6	a	0.067	0.009	0.035	0.018	-0.083	-0.014	-0.002	~0	-0.002	
	b	60.069	0.9748	4.767	1.3	11.65	5.325	0.3814	0.05	0.207	
	Std	3.324	0.282	0.892	0.434	1.666	1.004	0.198	0.044	0.138	
	D	11.050	0.079	0.795	0.189	2.776	1.008	0.039	0.002	0.019	
	α	0.178	0.03	0.006	0.003	0.0003	0.347	0.466	0.603	0.288	
T7	a	-0.026	0.037	-0.011	0.02	-0.033	-0.004				
	b	76.014	2.551	4.901	2.037	6.618	1.305				
	Std	2.85	0.881	0.76	0.632	1.242	0.469				
	D	8.125	0.776	0.577	0.399	1.542	0.22				
	α	0.554	0.003	0.329	0.029	0.072	0.603				
T8	a	0.038	-0.013	-0.024	-0.016	0.013	-0.008	0.004	0.002	0.002	
	b	66.997	1.6973	3.637	1.668	7.26	3.687	0.47	0.028	0.091	
	Std	4.398	0.549	0.781	0.419	1.154	0.789	0.302	0.064	0.096	
	D	19.344	0.302	0.609	0.175	1.331	0.622	0.091	0.004	0.009	
	α	0.568	0.110	0.040	0.009	0.473	0.495	0.400	0.040	0.116	

Полученные результаты по межгодовой изменчивости повторяемости спектров были сопоставлены с годами с экстремальными штормами, описанными в исследованиях других авторов. В [Нестеров, 2015] собраны сведения об экстремальных штормах, в том числе – в Черном море. События, которые упоминаются и при этом входят в исследуемый период данной работы: волна-убийца в северо-восточной части Черного моря в феврале

2003 г [Дивинский и др., 2003;] и шторм в Керченском проливе 11 ноября 2007 г. [Ефимов, Комаровская, 2009] А также шторм 23–24 марта 2013 г., когда практически вся акватория моря находилась на периферии глубокого циклона [Дианский и др., 2019]. На межгодовой изменчивости повторяемости классов спектров с высокой энергией, в частности в точке Т8, эти года никак не проявляются. Вероятно, единичные шторма не оказывают заметного влияние на распределение повторяемости классов.

Таким образом, анализ межгодовой изменчивости повторяемости спектров в 2 репрезентативных точках Азовского моря и 6 точках в Черном море показал, что в целом за период исследования наблюдается увеличение повторяемости спектров с наименьшими значениями спектральной плотности и наибольшими частотами. Это хорошо соотносится с выводами об уменьшении штормовой активности в исследуемых акваториях в работах [Дивинский и др., 2021, Myslenkov et al., 2023]. Классы с наибольшей энергией в целом уменьшаются, кроме некоторых районов Черного моря. За исключением точки Т7, везде наблюдается рост повторяемости класса 1, хотя эти изменения незначимые, кроме точки Т3. В точке Т3 также значимо уменьшается класс 2. Повторяемость классов 20–23 почти везде уменьшается, кроме точки Т8. В ней повторяемость классов увеличивается, а для класса 21 это увеличение значимое. Это свидетельствует о разнонаправленных изменениях в ветро-волновом режиме исследуемых акваторий.

6.2.2. Изменчивость классов по пространству

Для исследования межгодовой изменчивости на всей акватории исследуемых морей были выбраны классы 20–23 частотных спектров, представляющие наибольший практический интерес ввиду характерных низких частот и высоких значений максимума спектральной плотности.

На рис. 6.16а представлена суммарная повторяемость классов 20–23 за первую половину исследуемого периода, с 1983 по 2001 гг. Наибольший процент от всех случаев был характерен для юго-западной части Черного моря, здесь повторяемость рассматриваемых классов составила около 1.5%. Более 1% повторяемости классов 20–23 от всех случаев наблюдалось в центральной части Черного моря. В Азовском море и на северо-западном шельфе Черного моря данные классы обнаружены не были. Для периода с 2002 по 2020 гг. (рис. 6.16б) наблюдалось схожее распределение повторяемости классов 20–23, однако есть и различия.

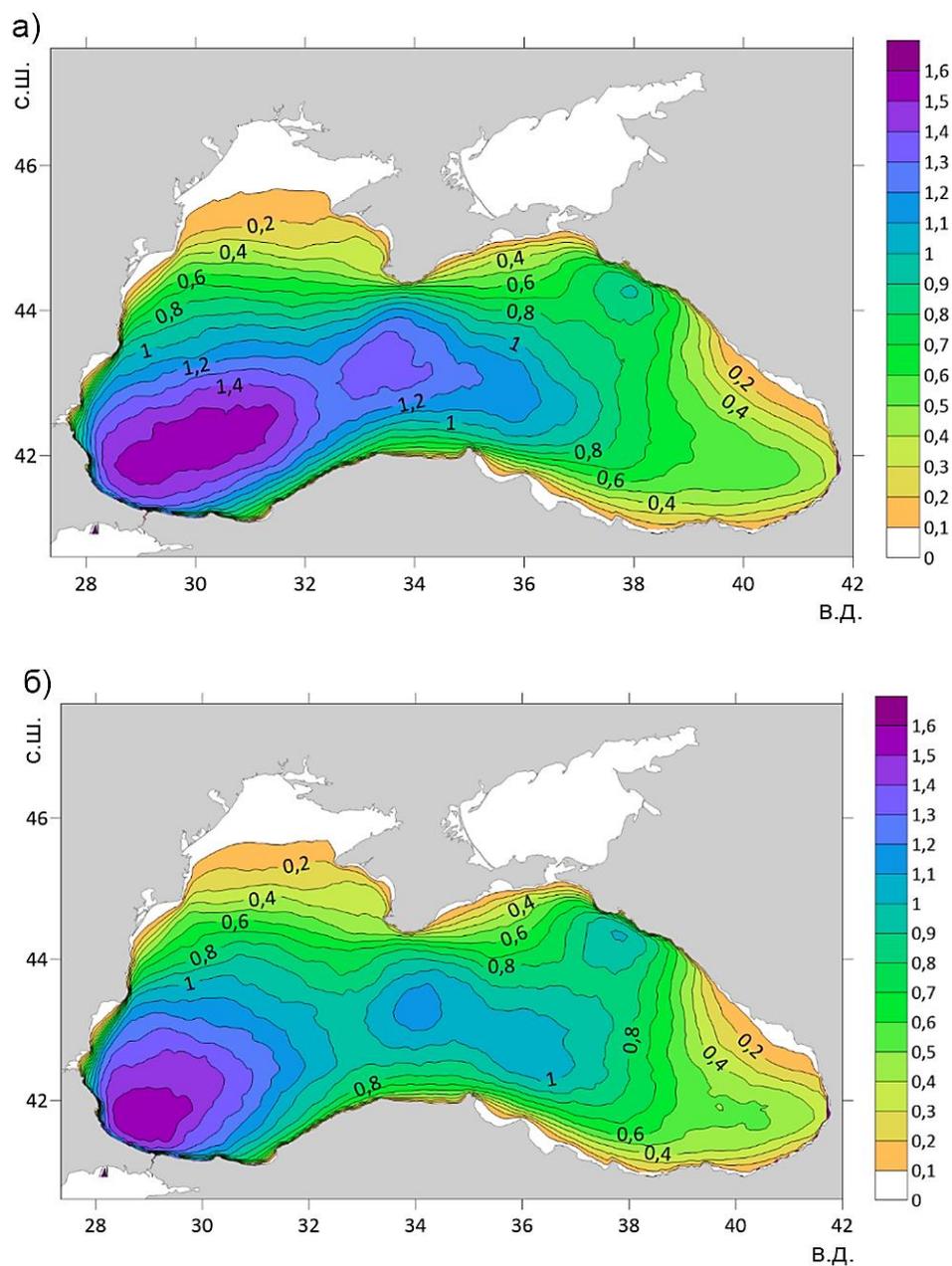


Рисунок 6.16. Суммарная повторяемость классов 20–23 за: а) 1983–2001 гг. и б) 2002–2020 гг., %.

Рис. 6.17 демонстрирует изменение относительной суммарной повторяемости классов 20–23 между периодами с 1983 по 2001 и с 2002 по 2020 в процентах, то есть рассматривается не разность процентов за два периода, а степень изменения второго периода от первого в процентах. Интересно, что в некоторых местах Черного моря повторяемость рассматриваемых классов увеличилась, а где-то уменьшилась. Так, процент повторяемости классов 20–23 увеличился на 19% (в абсолютных значениях это с 1% до 1.19%) в северо-восточной части Черного моря, в северо-западной (на 27%) в районе положения струи Основного черноморского течения и в прибрежной зоне северо-восточной

части Турецкого побережья. Небольшие увеличения также наблюдались в западной части Черного моря и в восточной, между 36° и 39° в.д. При этом в центральной части Черного моря, напротив, наблюдается уменьшение повторяемости данных классов до 22%. Уменьшение также наблюдаются вдоль Южного берега Крыма, в юго-восточной части и в узкой прибрежной зоне на западе Черного моря.

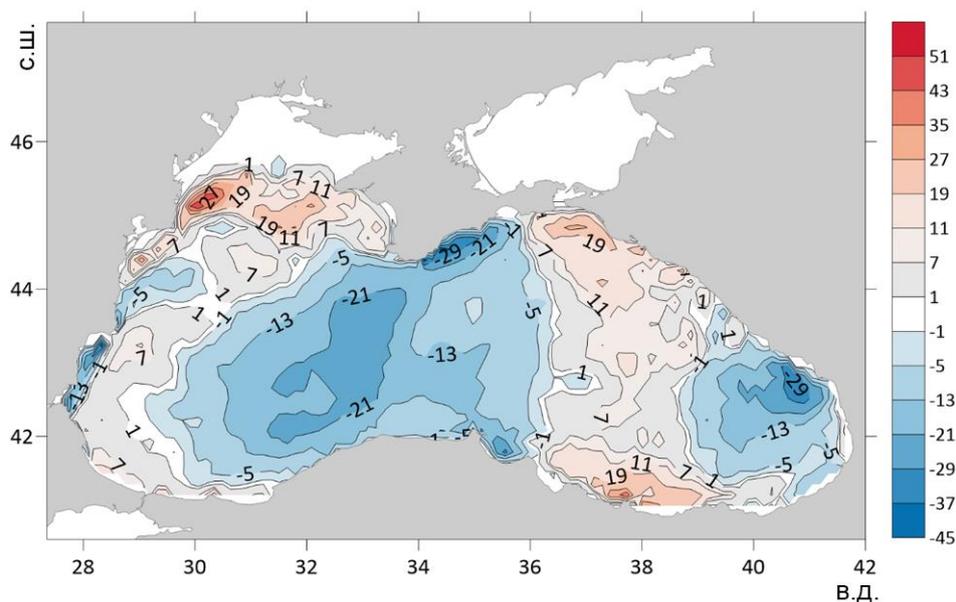


Рисунок 6.17. Изменения в повторяемости классов 20–23 за период 1983–2001 гг. и 2002–2020 гг., %.

Аналогично были рассмотрены абсолютные величины повторяемость классов 22 и 23 за первую половину периода исследования (рис. 6.18а) и за вторую половину (рис. 6.18б), а также их относительные изменения. Проценты обнаружения этих классов варьируются от 0 до 0.35%.

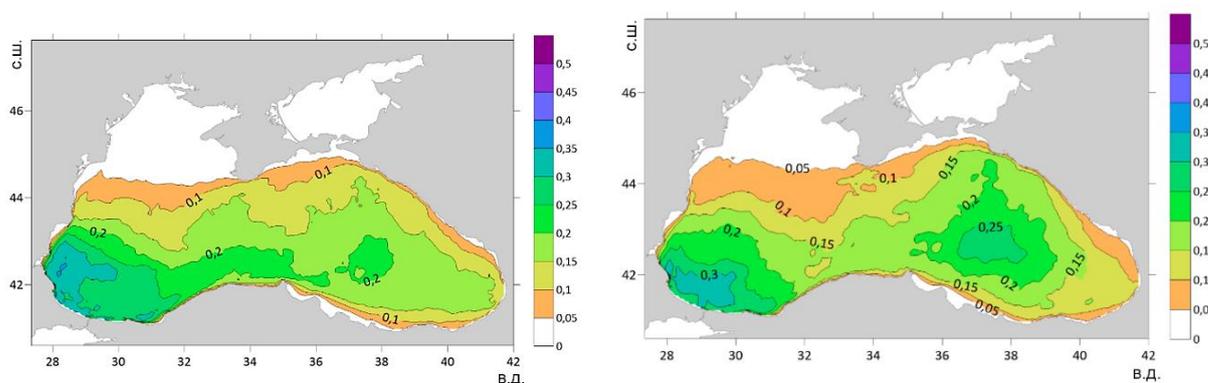


Рисунок 6.18. Суммарная повторяемость классов 22–23 за: а) 1983–2001 гг. и б) 2002–2020 гг., %.

Относительная разность между повторяемостью классов 22–23 двумя периодами представлена на рис. 6.19. Интересно, что для западной части характерно уменьшение повторяемости, а для восточной – увеличение. Исключение составляет прибрежная зона юго-восточной части и северо-западная часть у пролива Босфор.

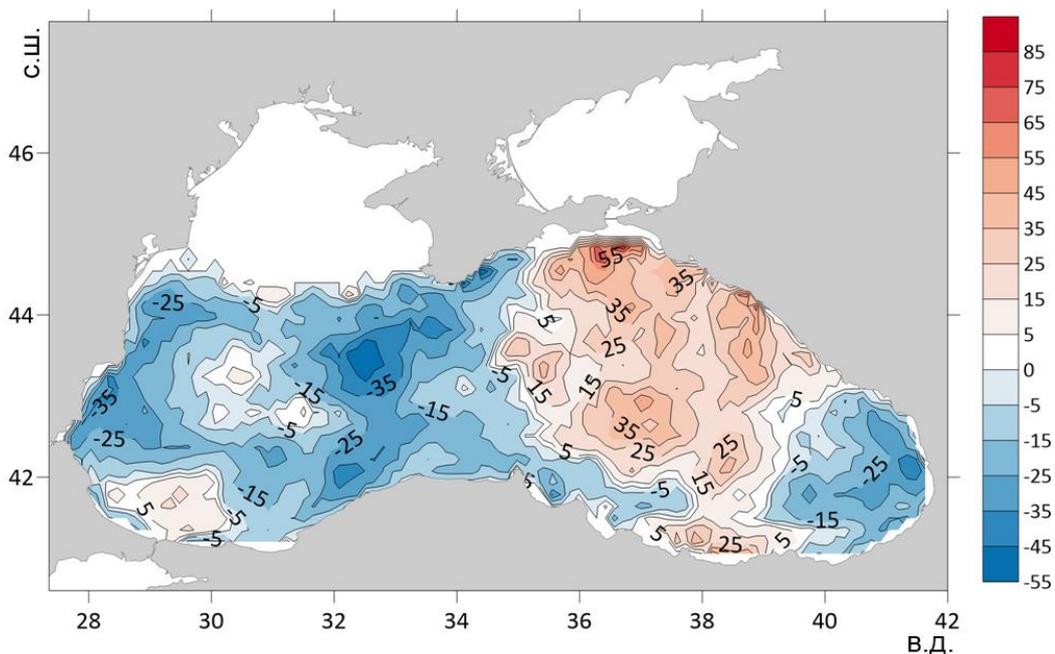
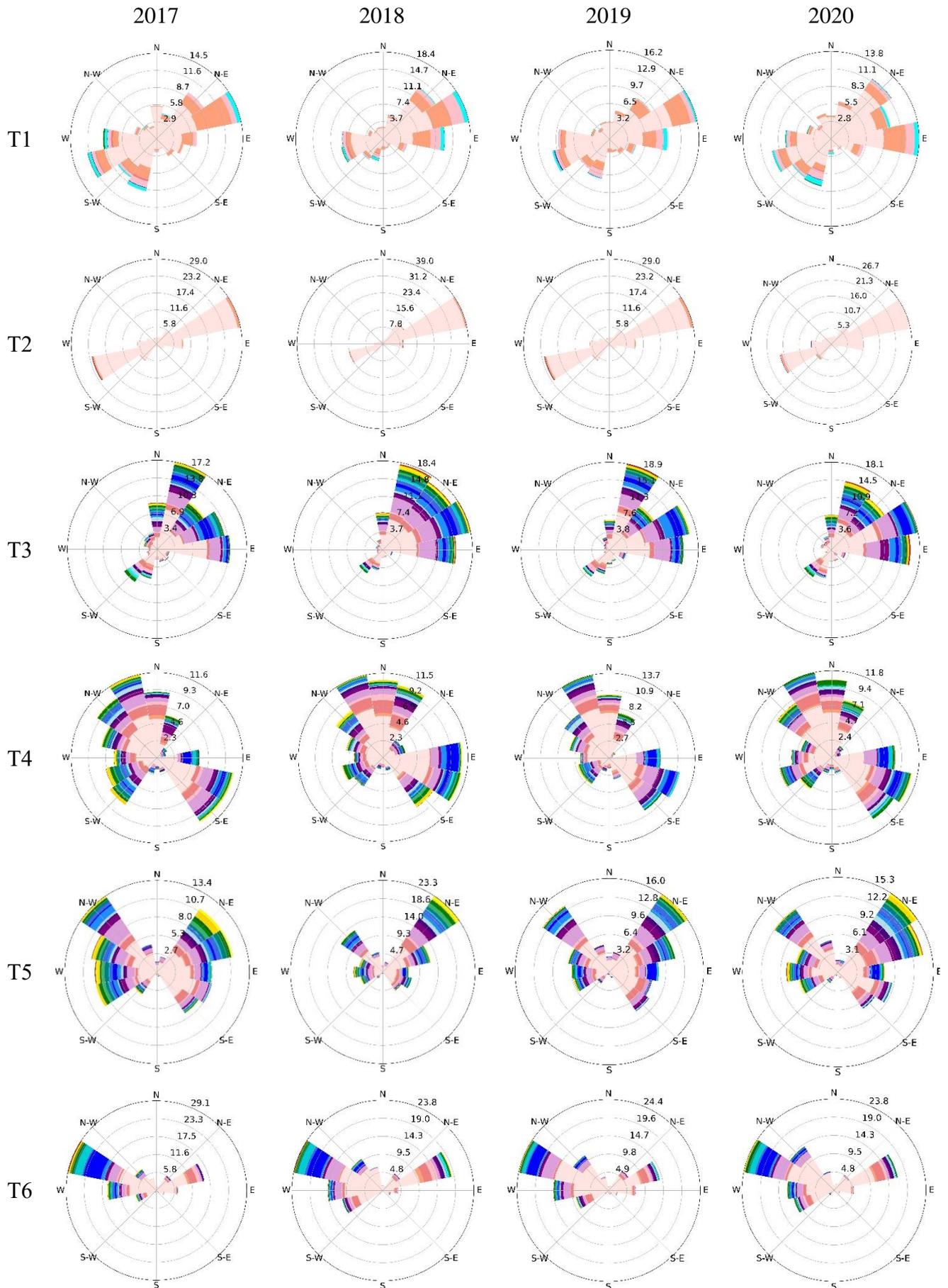


Рисунок 6.19. Изменения в повторяемости классов 22–23 за период 1983–2001 гг. и 2002–2020 гг., %.

Следует, однако, отметить, что случаев обнаружения рассмотренных классов немного. Это единичные шторма. Поэтому анализировать районы увеличения и уменьшения повторяемости надо аккуратно, имея в виду редкую повторяемость данных классов.

6.3. Изменчивость частотных спектров по направлениям

Была рассмотрена межгодовая изменчивость повторяемости классов в зависимости от направления распространения волн в период с 2017 по 2020 для 8 точек в Черном и Азовском морях. Расположение точек описано в разделе 5.3. Сезонная изменчивость частотных спектров в репрезентативных точках (рис. 6.20).



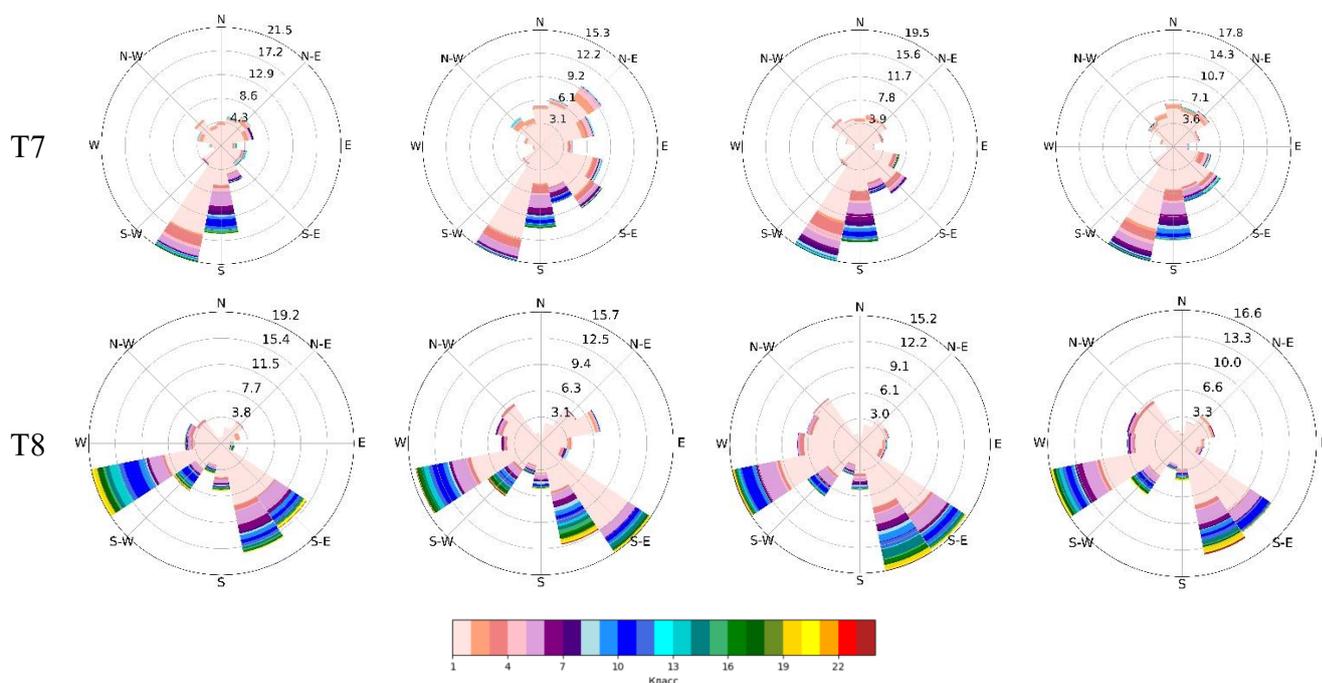


Рисунок 6.20. Повторяемость классов по направлениям распространения волн за разные года в 8 анализируемых точках.

При определенной межгодовой изменчивости, преобладающие направления распространения волн и направления прохождения определенных классов во всех точках демонстрировали сильную схожесть за рассматриваемые 4 года.

В точке Т1 незначительно менялись проценты повторяемости классов, но во все рассмотренные года спектры с наибольшей энергией и низкими частотами приходили с северо-западного сектора. В точке Т2 во все года направления и набор классов схожи.

В точке Т3 преобладало направление с сектора северо-восток. Классы с наибольшей энергией также приходили с данных направлений. Это объясняется местоположением точки и преобладающим направлением ветра. Точки Т4 и Т5, несмотря на относительную близость местоположений, имели разные розы классов: отличались преобладающие направления. Классы с наибольшей энергией приходили также с разных направлений в этих двух точках. В точке Т6 классы с наибольшей для данного района спектральной плотностью приходили с запада-северо-запада. В точке Т7 наиболее повторяемое направление распространение волн согласуется с местоположением точки: с одной стороны, открытое море, а с другой – ограниченный разгон. Для точки Т8, напротив, интересно, что классы с наибольшей спектральной плотностью и наименьшими частотами приходили с юго-юго-востока, в то время как могло ожидать, что это будет с направления с запада-юго-запада, то есть с «открытого моря».

Таким образом, исследование распределения классов по направлениям дает больше представления о волновом климате, позволяя определять, откуда приходят классы, представляющие наибольшую практическую значимость.

Заключение

Основные результаты и выводы проведенного исследования.

1. Создана база данных частотных спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях с 1983 по 2020 гг. с шагом по времени 3 ч для 14581 точки в исследуемых акваториях. Шаг по пространству составил 10–15 км для открытой части Черного моря, 6 км для открытой части Азовского моря и 1–1.5 км вдоль всего побережья обоих морей.

2. Оценка качества расчетов модели показала небольшое занижение высоты волн (систематическая ошибка составила -0.07 м) для всей акватории в целом и небольшое завышение в прибрежной зоне (систематическая ошибка — в среднем 0.17 м). Модель показала небольшие занижения значений спектральной плотности (до -0.25 м²/Гц) в диапазоне частот от 0.04 до 0.2 Гц и небольшие завышения значений (до 0.25 м²/Гц) для высоких частот. Коэффициент корреляции превышал 0.8 для частот от 0.1 до 0.35 Гц и находился в диапазоне от 0.65 до 0.8 для более высоких частот. Было показано, что модель способна воспроизводить значения спектральной плотности и частоты основного пика даже в прибрежной зоне со сложной батиметрией.

3. Разработана методика классификации, включающая выделение референтных спектров с помощью кластерного анализа. Для Черного и Азовского морей получены 23 референтных спектра, отличающиеся друг от друга по частоте основного пика и значению максимума спектральной плотности, которые описывают разнообразие частотных спектров в исследуемых акваториях. По полученным спектрам была проведена классификация для определения повторяемости классов и выявления изменчивости спектров. Предложенная методика классификации может применяться для различных акваторий с учетом их особенностей.

4. Получены оценки повторяемости спектров с двумя и более пиками, т.е. с несколькими системами волн. В Черном море доля таких спектров в 2020 г. в среднем не превышала 1.5%. В Азовском море многопиковые спектры, удовлетворяющие выбранным в исследовании критериям, отсутствовали. Невысокая повторяемость спектров с несколькими системами волн позволила использовать классификацию, основанную на однопиковыми референтными спектрами.

5. В рассматриваемых морях наблюдалась выраженная сезонная изменчивость спектров ветрового волнения, согласующаяся с сезонным ходом ветро-волнового режима в Черном и Азовском морях. В целом, для зимних месяцев характерны наибольшие спектральные плотности и наименьшие частоты основного пика, а для летних месяцев – наоборот. В Черном и Азовском морях максимальное количество классов спектров

выявлено в феврале. В Азовском море в этом месяце были выявлены 19 классов, спектральная плотность пика достигала $>7 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частотах $\sim 0.12 \text{ Гц}$. В Черном море – все 23 класса, спектральная плотность пика достигала $>25 \text{ м}^2/\text{Гц}$ на частотах $\sim 0.1 \text{ Гц}$. Минимальное количество классов было выявлено в июле: в Черном море – 15 классов, в Азовском море – 3.

6. С увеличением глубины, увеличивается количество обнаруживаемых классов. В Черном море в западной части классов обнаруживается больше, чем в восточной, энергия спектров в среднем выше. Для Азовского моря характерны частоты пика выше, чем в Черном море. Во всех районах исследуемых акваторий преобладают спектры с наименьшей энергией (спектральная плотность пика $\leq 0.3 \text{ м}^2/\text{Гц}$). При этом в узкой прибрежной полосе в качестве второго преобладающего класса были выявлены классы с более низкими частотами при малых значениях спектральной плотности. Особенно это характерно для восточной части Черного моря. Это может объясняться тем, что берег препятствует развитию волн при ветре, дующем с берега, и приходом зыби с западного направления.

7. За период с 1983 по 2020 гг. был получен положительный значимый тренд повторяемости классов с небольшой спектральной плотностью для юго-западной, центральной и юго-восточной частей Черного моря. Значимое увеличение классов спектров с низкими частотами и большими значениями спектральных плотностей характерно для северо-восточной части Черного моря.

8. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости повторяемости классов с учетом направлений показал существование выраженной сезонной изменчивости направлений. Межгодовая изменчивость была небольшая, преобладающие направления за период с 2017 по 2020 гг. в целом стабильны.

Литература

1. *Авдеев А.И., Белокопытов В.Н.* Морфометрические характеристики и расчлененность рельефа дна северной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2011. № 4. С. 43–63.
2. Атлас волнения, течений и уровня Азовского моря / Под ред. д-ра физ.-мат. наук В.В. Фомина. Киев: Феникс, 2012. 238 с.
3. *Бадудин С.И.* Азбука ветрового волнения // *Нелинейные волны* 2018. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2019. С. 121–141.
4. *Белокопытов В.Н., Кудрявцева Г.Ф., Липченко М.М.* Атмосферное давление и ветер над Черным морем (1961–1990 гг.) // *Тр. УкрНИГМИ*. 1998. № 246. С.174–181.
5. *Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.И.* Поверхностные течения Черного моря // *Комплексные океанографические исследования Черного моря*. Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. С.25–33.
6. *Богуславский С.Г., Иванов В.А., Янковский А.Е.* Особенности режима основного черноморского течения у берегов Крыма // *Морской гидрофизический журнал*. 1995. № 3. С. 36 – 45.
7. Большая советская энциклопедия. Т. 12. Статья «Климат». Схема климатического зонирования Земли по Б.П. Алисову. М.: Советская энциклопедия, 1973.
8. *Бондур В.Г., Дулов В.А., Мурынин А.Б., Юровский Ю.Ю.* Исследование спектров морского волнения в широком диапазоне длин волн по спутниковым и контактными данным // *Исследование Земли из космоса*. 2016. № 1–2. С. 7-24.
9. *Боуден К.* Физическая океанография прибрежных вод. М.: Изд-во «Мир». 1988. 324 с.
10. *Бухановский А.В., Лопатухин Л.И.* Спектральный волновой климат морей I. История исследования, постановка задачи, входные данные // *Процессы в геосредах*. 2016. № 9. С. 297-303.
11. *Бухановский А.В., Лопатухин Л.И., Чернышёва Е.С.* Климатические спектры ветрового волнения, включая экстремальные ситуации // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 3. С. 304–312.
12. *Бухановский А.В., Лопатухин Л.И., Чернышева Е.С., Колесов А.М.* Шторм на Черном море 11 ноября 2007 г. и статистики экстремальных штормов моря // *Известия Русского географического общества*. 2009. Т. 141. № 2. С. 71–80.
13. *Гармашов А.В.* Ветровое волнение в северо-западной части Черного моря в летний период // *Международный научно-исследовательский журнал*. 2018. № 8 (74). С. 74–76.

14. *Гармашов А.В., Толокнов Ю.Н., Коровушкин А.И., Марюшкин Ю.А.* Штормовое волнение в северной части Черного моря // *Международный научно-исследовательский журнал*. 2022. № 7(121). С. 136–140.
15. *Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 3. Азовское море.* Л.: Гидрометеиздат, 1986. 218 с.
16. *Гиппиус Ф.Н.* Пространственно-временная изменчивость ветрового волнения на Чёрном море по результатам численного моделирования: Дис. ... канд. геогр. наук. / *Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова. М., 2018. 175 с.*
17. *Гиппиус Ф.Н., Архипкин В.С.* Многолетняя изменчивость штормового волнения на Черном море по результатам моделирования // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2017. № 1. С. 38–47.
18. *Гиппиус Ф.Н., Архипкин В.С., Суркова Г.В.* Оценка современных характеристик и многолетней изменчивости экстремального волнения на Черном море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2013. № 27. С. 92–96.
19. *Гиппиус Ф.Н., Мысленков С.А., Столярова Е.В., Архипкин В.С.* Режимные характеристики ветрового волнения на Черном море по данным численных расчетов на основе реанализа NCEP/CFSR // *Материалы II Всероссийской научн. конф. молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана»*. М.: ИО РАН, 2017. С. 54–55.
20. *Григорьев А.В.* Гидрометеосостояние Азовского моря в 2019 году и причины аномального сгона в Таганрогском заливе // *Труды Государственного океанографического института*. 2021. № 222. С. 104–111.
21. *Григорьев А.В., Кубряков А.А., Кубряков А.И., Шаповал К.О.* Оперативная океанография северо-восточной части Черного моря: оценки точности моделирования в сравнении с данными спутниковых наблюдений // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2019. № 4. С. 33–39.
22. *Грязин Д.Г., Несенюк Л.П.* Морские волномерные буи. Современное состояние и тенденции развития // *Гироскопия и навигация*. 2009. № 4. С. 70–80.
23. *Деев М.Г.* Океанология (введение в специальность) // *Учебное пособие*. Ред. С.А. Добролюбов. М.: МАКС Пресс, 2017. 320 с.
24. *Дианский Н.А., Фомин В.В., Григорьев А.В., Чаплыгин А.В., Зацепин А.Г.* Пространственно-временная изменчивость инерционных течений в восточной части Черного моря в штормовой период // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35. № 2. С. 147–159.

25. *Дивинский Б.В., Косьян Р.Д.* Волновой климат прибрежной зоны Крымского полуострова // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34. № 2. С. 101–110.
26. *Дивинский Б.В., Косьян Р.Д.* Тенденции в динамике волнового климата открытой части Черного моря за период с 1990 по 2014 гг. // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 928–934.
27. *Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пушкарев О.В.* Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 г. // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 6. С. 1–3.
28. *Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Фомин В.В.* Климатические поля морских течений и ветрового волнения Азовского моря // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2021. Т. 501, № 1. С. 94–107.
29. *Дивинский Б.В., Кубряков А.А., Косьян Р.Д.* Межгодовая изменчивость параметров режима ветра и волнения Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36. № 4. С. 367–382.
30. *Дивинский Б.В., Левин Б.В., Лопатухин Л.И., Пелиновский Е.Н., Слюняев А.В.* Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование // *Доклады Академии наук*. 2004. Т. 395. № 5. С. 690–695.
31. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* *Моря СССР*. М.: МГУ, 1982. 192 с.
32. *Дулов В.А., Юровская М.В., Фомин В.В., Шокуров М.В., Юровский Ю.Ю., Барабанов В.С., Гармашов А.В.* Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 год // *Морской гидрофизический журнал*. 2024. Т. 40, № 2. С. 325–347.
33. *Думанская И. О.* *Ледовые условия морей европейской части России*. М., Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2014. 608 с.
34. *Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мартынов Е.С., Гармашов А.В.* Ветро-волновой режим Азовского моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2010. № 22. С. 228–239.
35. *Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мартынов Е.С., Полозок А.А.* Климатические характеристики волнения Азовского моря на основе натуральных данных наблюдений и реанализа // *Труды Государственного океанографического института*. 2015. № 216. С. 60–78.
36. *Евстигнеев В.П., Наумова В.А., Воскресенская Е.Н., Евстигнеев М.П., Любарев Е.П.* *Ветро-волновые условия прибрежной зоны Азово-Черноморского региона*. Севастополь: ИПТС. 2017. 320 с.

37. *Ефимов В.В., Анисимов А.Е.* Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе – численный реанализ региональной атмосферной циркуляции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47, № 3. С. 380–392.
38. *Ефимов В.В., Комаровская О.И.* Атлас экстремального ветрового волнения Черного моря // Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2009. 59 с.
39. *Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С.* Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38., № 2. С. 247–258.
40. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Низов С.С., Пиотух В.Б., Соловьев В.А., Швоев Д.А., Цибульский А.Л., Куклев С.Б., Куклева О.Н., Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кубряков А.А., Соловьев Д.М., Станичный С.В.* Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 16–29.
41. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: Морской гидрофизический институт. 2011. 212 с.
42. *Иванов В.А., Иванов Л.И., Кушнир В.М.* Поле течений в северо-западном секторе Черного моря и его взаимосвязь с распределением гидрологических характеристик // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 5. С. 45–56.
43. *Ивонин Д.В., Мысленков С.А., Чернышов П.В., Архипкин В.С., Телегин В.А., Куклев С.Б., Чернышова А.Ю., Пономарев А.И.* Система мониторинга ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря на основе радиолокации, прямых наблюдений и моделирования: первые результаты // Проблемы региональной экологии. 2013. № 4. С. 172–183.
44. *Кондрин А.Т.* Волновые процессы в океане: Учебное пособие. М.:Издательство Московского университета. 2004. 140 с.
45. *Кубряков А.А., Станичный С.В.* Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 65–77.
46. *Лопатухин Л.И.* Ветровое волнение: Учебное пособие. 2-е дополненное издание // СПб: Изд-во Санкт Петербургского Государственного университета. 2012. 108 с.
47. *Лопатухин Л.И., Бухановский А.В., Иванов С.В., Чернышева Е.С.* Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей // Российский морской регистр судоходства. СПб. 2006. 450 с.

48. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Гаргона Ю. М., Дашкевич Л. В. Замерзание Азовского моря и климат в начале XXI века // Вестник Южного научного центра РАН. 2010. Т. 6. № 1. С. 33–40.
49. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г. Новейшие принципы представления циркуляции вод Азовского моря // Труды ЮНЦ РАН. Т. 4. Моделирование и анализ гидрологических процессов в Азовском море / Отв. ред. акад. Г. Г. Матишов. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 196–212.
50. Мельников В. А., Зацепин А. Г., Костяной А. Г. Гидрофизический полигон на Черном море // Труды Государственного океанографического института. 2011. № 213. С. 264–278.
51. Мизюк А. И., Коротаев Г. К., Григорьев А. В., Пузина О. С., Лишаев П. Н. Долгопериодная изменчивость термohалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 5. С. 496–510.
52. Мысленков С. А. Диагноз и прогноз ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. / Федеральный исследовательский центр институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 2017. 161 с.
53. Мысленков С. А., Архипкин В. С. Анализ ветрового волнения в Цемесской бухте Черного моря с использованием модели SWAN // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2013. № 350. С. 58–67.
54. Мысленков С. А., Архипкин В. С. Повторяемость штормового волнения в Азовском море по данным моделирования // Метеорология и гидрология. 2024. № 12 (в печати).
55. Мысленков С. А., Архипкин В. С., Павлова А. В., Добролюбов С. А. Волновой климат Каспийского моря по данным моделирования // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 60–70.
56. Мысленков С. А., Бадулин С., Лопатухин Л. И., Архипкин В. С. Оценка качества моделирования спектров ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря // Труды IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)». 2020. С. 258–261.
57. Мысленков С. А., Столярова Е. В., Архипкин В. С. Система прогноза ветрового волнения в Черном море с детализацией в шельфовых зонах // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2017. № 44. С. 126–135.

58. *Мысленков С.А., Шестакова А.А., Торопов П.А.* Численное моделирование штормового волнения у северо-восточного побережья Черного моря // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 10. С. 61–71.
59. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Часть I. Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах. // Л.: Гидрометиздат, 1984 г. 313 с.
60. *Нестеров Е.С.* Экстремальные волны в океанах и морях. М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2015. 64 с.
61. *Овчинников И.М., Титов В.Б.* Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря // *Докл. АН СССР*. 1990 Т. 314, № 5. С. 1236–1239.
62. *Овчинников И.М., Титов В.Б., Кривошея В.Г., Попов Ю.И.* Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря // *Океанология*. 1993. Т.33, № 6. С. 801–807.
63. *Полонский А.Б., Фомин В.В., Гармашов А.В.* Характеристики ветрового волнения Черного моря // *Доклады Национальной академии наук Украины*. 2011. № 8. С. 108–112.
64. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях: науч.-метод. пособие. Федер. служба по гидромет. и мониторингу окр. среды (Росгидромет); под ред. Е. С. Нестерова. М.: Исслед. группа "Социальные науки". 2013. 295 с.
65. *Репетин Л. Н., Белокопытов В.Н.* Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря // *Тр. УкрНИГМИ*. 2009. № 257. С. 84–105.
66. *Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н.* Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: ЭКОСИ-Гидрофизика*. 2008. № 17. С. 225–243.
67. *Рыбалко А.Д., Мысленков С.А.* Моделирование волнения в Черном море с учетом поля течений // *Материалы молодежной научн. конф. «Морские исследования и рациональное природопользование»*. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2018. С. 156–157.
68. *Рыбалко А.Д., Мысленков С.А.* Моделирование параметров ветрового волнения в Черном море с учетом течений // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 4. С. 40–53.
69. *Рыбалко А.Д., Мысленков С.А.* Сезонная изменчивость волновых спектров по данным моделирования и измерений в районе Геленджика и Утриша // *Труды X*

- Международной научно-практич. конф. «Морские исследования и образование». Т. 1, Тверь: ООО ПолиПРЕСС, 2021а. С. 121–124.
70. Рыбалко А.Д., Мысленков С.А. Сравнение спектров ветрового волнения по данным моделирования и измерений в районе Геленджика и Утриша // Материалы VI Всероссийской научн. конф. молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана». М.: ИО РАН, 2021б. С. 172–173.
 71. Рыбалко А.Д., Мысленков С.А., Архипкин В.С. Использование классификации для анализа сезонной изменчивости спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024а. № 1 (391). С. 24–40.
 72. Рыбалко А.Д., Мысленков С.А., Архипкин В.С. Классы частотных спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях // Материалы VII Всероссийской научн. конф. молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана». СПб.: Своё Издательство, 2023. С. 159–160.
 73. Рыбалко А.Д., Мысленков С.А., Архипкин В.С. Особенности пространственной изменчивости спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях по данным 2020 г. // Труды XII Международной научно-практич. конф. «Морские исследования и образование (MARESEDU-2023)» Том II(IV). Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2024б. С. 17–23.
 74. Рыбалко А.Д., Мысленков С.А., Архипкин В.С. Применение классификации для изучения многолетней изменчивости спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях // Доклады VIII Всероссийской научн. конф. молодых учёных «Комплексные исследования Мирового океана». Владивосток: ННЦМБ ДВО РАН, 2024в. С. 199–200.
 75. Струков Б.С., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования характеристик ветрового волнения и результаты ее испытаний для акваторий Азовского, Черного и Каспийского морей // Информационный сборник. 2013. № 40. С. 64–79.
 76. Титов В.Б. Статистические характеристики и изменчивость течений на западном шельфе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1991. № 2. С. 41–47.
 77. Федоров С.В. Особенности использования модели SWAN для расчета ветрового волнения в Керченском проливе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2008. № 16. С. 303–313.

78. Чаликов Д. В. Различные подходы к моделированию морских волн // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15. № 1. С. 19–32.
79. Чаликов Д. В., Булгаков К. Ю., Фокина К.В. Интерпретация результатов расчетов со спектральной моделью прогноза волн с помощью фазо-разрешающей модели // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2023. Т. 16. № 2. С. 21–33.
80. Черкесов Л.В., Шульга Т.Я. Волны, течения, сгонно-нагонные процессы и трансформация загрязнений в Азовском море. Севастополь: МГИ РАН, 2017. 228 с.
81. Шокуров М.В., Дулов В.А., Скиба Е.В., Смоллов В.Е. Ветровые волны в прибрежной зоне Южного берега Крыма–оценка качества моделирования на основе морских натуральных измерений // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 2. С. 230–241.
82. Шокурова И.Г., Кубряков А.А., Шокуров М.В. Влияние долговременных изменений крупномасштабного поля приземного давления на ветровой режим и завихренность напряжения трения ветра в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37. № 2. С. 179–194.
83. Ящукая Н.А., Магаева А.А. Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. // *Лёд и снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 373–386.
84. Abdalla S. Development of a Third Generation Wind Wave Model Applicable to Finite Depths: Ph.D. Thesis. Middle East Technical University, Ankara, Turkey, 1991.
85. Akpinar A., Bingölbali B. Long-term variations of wind and wave conditions in the coastal regions of the Black Sea // *Nat. Hazards*. 2016. № 84. P 69–92.
86. Akpinar A., Bingölbali B., Van Vledder G.P. Wind and wave characteristics in the Black Sea based on the SWAN wave model forced with the CFSR winds // *Ocean Engineering*. 2016. V. 126. P. 276–298.
87. Akpinar A., De León S.P. An assessment of the wind re-analyses in the modelling of an extreme sea state in the Black Sea // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2016. V. 73. P. 61–75.
88. Akpinar A., van Vledder G. P., Kömürcü M. İ., Özger M. Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea // *Continental Shelf Research*. 2012. V. 50. P. 80–99.
89. Aleskerova A.A., Kubryakov A.A., Goryachkin Y.N., Stanichny S.V. Propagation of waters from the Kerch Strait in the Black Sea // *Physical Oceanography*. 2017. № 6. P. 47–57.
90. Amarouche K., Akpinar A. Long-term characterisation of directional wave spectra in the Black Sea and the Sea of Azov // *Applied Ocean Research*. 2023. V. 141. P. 103783.

91. *Amarouche K., Akpinar A., Rybalko A., Myslenkov S.* Assessment of SWAN and WAVEWATCH-III models regarding the directional wave spectra estimates based on Eastern Black Sea measurements // *Ocean Engineering*. 2023. Vol. 272. P. 113944.
92. *Amarouche K., Akpinar A., Soran M.B., Myslenkov S., Majidi A.G., Kankal M., Arkhipkin V.* Spatial calibration of an unstructured SWAN model forced with CFSR and ERA5 winds for the Black and Azov Seas // *Applied Ocean Research*. 2021. V. 117. P. 102962.
93. *Arıkan Ş.E.* Comparison of two different sources of wind data for wave prediction in the Black Sea: Ph.D. Thesis. Middle East Technical University, 1998.
94. *Babanin A.V., Soloviev Y.P.* Field investigation of transformation of the wind wave frequency spectrum with fetch and the stage of development // *Journal of Physical Oceanography*. 1998. V. 28. № 4. P. 563–576.
95. *Badulin S. I., Babanin A. V., Zakharov V. E., Resio D.* Weakly turbulent laws of wind-wave growth // *Journal of Fluid Mechanics*. 2007. V. 591. P. 339–378.
96. *Badulin S.I., Vershinin V.V., Levchenko D.G., Ivonin D.V., Zatsepin A.G., Ostrovskii A. G., Lobkovsky L.I.* A project of concrete stabilized spar buoy as a coastal environmental observation and maritime safety platform // *Journal of Ocean Engineering and Marine Energy*. 2021. № 7. P. 115–127.
97. *Bondur V. G., Dulov V. A., Murynin A. B., Yurovsky Y. Y.* A study of sea-wave spectra in a wide wavelength range from satellite and in-situ data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. P. 888–903.
98. *Booij N., Ris R.C., Holthuijsen L.H.* A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation // *J.Geoph.Research*. 1999. V. 104. № 4. P. 7649–7666.
99. *Boukhanovsky A.V., Lopatouhkin L.J., Guedes Soares C.* Spectral wave climate of the North Sea // *Applied Ocean Research*. 2007. V29 №3. P. 14654.
100. *Buckley W.H.* Extreme and climatic wave spectra for use in structural design of ships // *Naval Engineers Journal*. 1988. V. 100. № 5. P. 36–58.
101. *Cavaleri L., Alves J. H., Ardhuin F., et al.* Wave modelling—the state of the art // *Progress in oceanography*. 2007. V. 75. № 4. P. 603–674.
102. *Chakrabarti S.* Handbook of offshore engineering // *Ocean engineering series*. Oxford: Elsevier, 2005. V. 1. P. 661.
103. *Chen H. S., Burroughs L. D., Tolman H. L.* Ocean surface waves. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Meteorology, Program Requirements and Development Division, 1995.
104. *De León S.P.* An assessment of the wind re-analyses in the modelling of an extreme sea state in the Black Sea // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2016. V. 73. P. 61–75.

105. *Divinsky B., Kosyan R.* Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling // *Oceanologia*. 2018. V. 60. № 3. P. 277–287.
106. *Divinsky B.V., Kosyan R.D.* Spatiotemporal variability of the Black Sea wave climate in the last 37 years // *Continental Shelf Research*. 2017. V. 136. P. 1–19.
107. *Efimov V.V.* Wind-Wave Studies in the Northwestern Part of the Black Sea. Proceedings of the International MEDCOAST conference on wind and wave climate of the Mediterranean and the Black Sea (Antalya, Turkey, MEDCOAST). 1999. P. 21–32.
108. *Eldeberky Y., Battjes J.A.* Spectral modeling of wave breaking: Application to Boussinesq equations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. V. 101. № C1. P. 1253-1264.
109. *Everitt B.S.* Cluster Analysis // Halsted-Heinemann: London. 1980, 170 p.
110. *Gerling T.W.* Partitioning sequences and arrays of directional ocean wave spectra into component wave systems // *Journal of atmospheric and Oceanic Technology*. 1992. V. 9. № 4. P. 444–458.
111. *Gippius F.N., Myslenkov S.A.* Black Sea wind wave climate with a focus on coastal regions // *Ocean Engineering*. 2020. № 218. P. 108199.
112. *Glazman R.E.* Surface gravity waves at equilibrium with a steady wind // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1994. V. 99. № C3. P. 5249–5262.
113. *Goda Y.* A comparative review on the functional forms of directional wave spectrum // *Coastal Engineering Journal*. 1999. V. 41. № 1. P. 1–20.
114. *Goda Y.* An overview of coastal engineering with emphasis on random wave approach // *Coastal engineering journal*. 1998. V. 40. № 1. P. 1–21.
115. *Goda Y.* Random seas and design of maritime structures (2nd edition). Advanced series on Ocean Engineering. Volume 15. World Scientific Publishing Company, 2010. 433 p.
116. *Good S., Fiedler E., Mao C., Martin M.J., Maycock A., Reid R., Roberts-Jones J., Searle T., Waters J., While J., Worsfold M.* The Current Configuration of the OSTIA System for Operational Production of Foundation Sea Surface Temperature and Ice Concentration Analyses // *Remote Sens*. 2020, V. 12 № 4. P. 720.
117. *Gulev S.K., Hasse L.* North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing ship data // *Journal of Physical Oceanography*. 1998. V. 28. № 6. P. 1107–1130.
118. *Hamilton L.J.* Characterising spectral sea wave conditions with statistical clustering of actual spectra // *Applied Ocean Research*. 2010. V. 32. № 3. P. 332–342.
119. *Hamilton L.J.* Methods to obtain representative surface wave spectra, illustrated for two ports of north-western Australia // *Marine and freshwater research*. 1997. V. 48. № 1. P. 43–57.

120. *Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E. et al.* Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint Sea Wave Project (JONSWAP). Deutsches Hydrogr. Inst., 1973. 95 p.
121. *Hasselmann S., Hasselmann K., Allender J.H., Barnett T.P.* Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models // *Journal of Physical Oceanography*. 1985. V. 15. № 11. P. 1378–1391.
122. *Hithin N.K., Remya P.G., Nair T.B., Harikumar R., Kumar R., Nayak S.* Validation and intercomparison of SARAL/AltiKa and PISTACH-derived coastal wave heights using in-situ measurements // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2015. V. 8. № 8. P. 4120–4129.
123. *Janssen P.A., Abdalla S., Hersbach H., Bidlot J.R.* Error estimation of buoy, satellite, and model wave height data // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2007. V. 24. № 9. P. 1665–1677.
124. *Jayaram C., Bansal S., Krishnaveni A.S.*, Evaluation of SARAL/AltiKa measured significant wave height and wind speed in the Indian Ocean region // *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 2016. V. 44. № 2. P. 225–231.
125. *Komen G.J.* Activities of the WAM (Wave Modelling) Group // *SUT Oceanology: Proceedings of an International Conference*. SUT, 1986.
126. *Kos'yan R.D., Divinsky B.V., Pushkarev O.V.* Measurements of parameters of wave processes in the open sea near Gelendzhik // *The Eight Workshop of NATO TU-WAVES/Black Sea*. Ankara, Turkey: Middle East Technical University. 1998. P. 5–6.
127. *Krogstad H.E., Barstow S.F.* Satellite wave measurements for coastal engineering applications // *Coastal Engineering*. 1999. V. 37. № 3-4. P. 283-307.
128. *Kubryakov A., Stanichny S., Shokurov M., Garmashov A.* Wind velocity and wind curl variability over the Black Sea from QuikScat and ASCAT satellite measurements // *Remote sensing of environment*. 2019. V. 224. P. 236–258.
129. *Kubryakov A.A. and Stanichny S.V.*, 2011. Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data // *Ocean Science*. 2011. V. 7. № 6. P. 745–753.
130. *Kumar U.M., Swain D., Sasamal S.K., Reddy N.N., Ramanjappa T.* Validation of SARAL/AltiKa significant wave height and wind speed observations over the North Indian Ocean // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2015. V. 135. P. 174–180.

131. *Le Traon P.Y., Dibarboure G., Ducet N.* Use of a high-resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple-altimeter missions // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2001. V. 18. № 7. P. 1277–1288.
132. *Lucas C., Soares C.G.* On the modelling of swell spectra // *Ocean Engineering*. 2015. V. 108. P. 749–759.
133. *Mahalanobis P.Ch.* On the generalised distance in statistics // *Proceedings of the National Institute of Sciences of India*. 1936. V. 2. № 1. P. 49–55.
134. *Mansour A.E., Ertekin R.C.* Report of technical committee I. 1 environment // *Proceedings of the 15th international ship and offshore structures congress*. 2003. V. 1. P. 24.
135. *Matishov G.G., Grigorenko K.S.* Seiche Currents of the Azov Sea Based on the Field Observations // *Okeanologia*. 2023. V. 63. № 1. P. 32–40.
136. *Méndez F.J., Rueda A.* Wave climates: deep water to shoaling zone // *Sandy Beach Morphodynamics*. 2020. C. 39–59.
137. *Miles J. W.* On the generation of surface waves by shear flows // *Journal of Fluid Mechanics*. 1957. V. 3. № 2. P. 185–204.
138. *Moskowitz L.* Estimates of the power spectrums for fully developed seas for wind speeds of 20 to 40 knots // *Journal of Geophysical Research: Environmental Science, Mathematics*. 1964. V. 69. № 24. P. 5161–5179.
139. *Myslenkov S, Chernyshova A.* Comparing wave heights simulated in the Black Sea by the SWAN model with satellite data and direct wave measurements // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2016. V. 16. № 5. P. 1–12.
140. *Myslenkov S., Kruglova E., Medvedeva A., Silvestrova K., Arkhipkin V., Akpinar A., Dobrolyubov S.* Number of Storms in Several Russian Seas: Trends and Connection to Large-Scale Atmospheric Indices // *Russ. J. Earth. Sci.* 2023. № 23. P. ES3002.
141. *Myslenkov S., Zelenko A., Resnyanskii Y., Arkhipkin V., Silvestrova K.* Quality of the wind wave forecast in the Black Sea including storm wave analysis // *Sustainability*. 2021. V. 13. № 23. P. 13099.
142. *Ochi M. K., Hubble E. N.* Six-parameter wave spectra // *Coastal Engineering*. 1976. P. 301-328.
143. *Omran M. G. H., Engelbrecht A. P., Salman A.* An overview of clustering methods // *Intelligent Data Analysis*. 2007. V. 11. № 6. P. 583–605.
144. *Onea F., Rusu L.* A long-term assessment of the Black Sea wave climate // *Sustainability*. 2017. V. 9. № 10. P. 1875.
145. *Ozhan E., Abdalla S., Yilmaz N.* Long-term and extreme wave climate of the Black Sea // *Coastal Engineering*. 2004. P. 701–713.

146. *Panigrahi J. K., Swain J.* Numerical simulation and validation of deepwater spectral wind-waves // *Marine Geodesy*. 2010. V. 33. № 1. P. 39–52.
147. *Pascual A., Fauge`re Y., Larnicol G., Le Traon P.-Y.* Improved Description of the Ocean Mesoscale Variability by Combining Four Satellite Altimeters // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. P. 2, P. L02611.
148. *Patra A., Bhaskaran P. K., Maity R.* Spectral wave characteristics over the head Bay of Bengal: a modeling study // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. № 176. P. 5463–5486.
149. *Phillips O.M.* On the generation of waves by turbulent wind // *Journal of fluid mechanics*. 1957. V. 2. № 5. P. 417–445.
150. *Pierson Jr W. J., Moskowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of SA Kitaigorodskii // *Journal of geophysical research*. 1964. V. 69. № 24. P. 5181–5190.
151. *Portilla-Yandún J., Cavaleri L., Van Vledder G.P.* Wave spectra partitioning and long term statistical distribution // *Ocean Modelling*. 2015. № 96. P. 148–160.
152. *Rodriguez G., Soares C.G.* A criterion for the automatic identification of multimodal sea wave spectra // *Applied Ocean Research*. 1999. V. 21. № 6. P. 329–333.
153. *Rusu L.* Assessment of the wave energy in the Black Sea based on a 15-year hindcast with data assimilation // *Energies*. 2015. V. 8. № 9. P. 10370–10388.
154. *Rybalko A., Myslenkov S.* Analysis of current influence on the wind wave parameters in the Black Sea based on SWAN simulations // *Journal of Ocean Engineering and Marine Energy*. 2023. Vol. 9. № 1. P. 145–163.
155. *Rybalko A., Myslenkov S., Badulin S.* Wave buoy measurements at short fetches in the Black Sea nearshore: Mixed sea and energy fluxes // *Water*. 2023a. Vol. 15. № 10. P. 1834.
156. *Rybalko A.D., Myslenkov S.A., Arkhipkin V.S.* Seasonal variability of wind wave spectra in the Black Sea and Sea of Azov // *Oceanology*. 2023b. Vol. 63. Suppl. 1. P. S72–S82.
157. *Saha S., Moorthi S., Wu X. et al.* The NCEP climate forecast system version 2 // *Journal of Climate*. 2014. V. 27. № 6. P. 2185–2208.
158. *Saprykina Y., Kuznetsov S., Divinskiy B.* Real time history of wave parameters in Black Sea based on wave buoy measurements // *figshare. Dataset*. 2020. doi:10.6084/m9.figshare.12765407.
159. *Saprykina Y., Kuznetsov S., Valchev N.* Multidecadal fluctuations of storminess of Black sea due to teleconnection patterns on the base of modelling and field wave data // *Proceedings of the Fourth International Conference in Ocean Engineering (ICOE2018. Volume 1. Singapore: Springer Singapore, 2019. P. 773–781.*

160. *Shokurov M.V. and Efimov V.V.* Integral Wind Wave Parameters for Fetch Limited Conditions in the Black Sea. Proceedings of the International MEDCOAST conference on wind and wave climate of the Mediterranean and the Black Sea (Antalya, Turkey, MEDCOAST), 1999. P. 49–58.
161. *Soares C.G.* On the occurrence of double peaked wave spectra // *Ocean Engineering*. 1991. V. 18. № 1-2. P. 167–171.
162. *Soran M.B., Amarouche K., Akpınar A.* Spatial calibration of WAVEWATCH III model against satellite observations using different input and dissipation parameterizations in the Black Sea // *Ocean Engineering*. 2022. V. 257. P. 111627.
163. *Staneva J., Behrens A., Ricker M.* Black Sea Waves Analysis and Forecast (CMEMS BLK-Waves 2016-present) (Version 1) // Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). 2020.
164. *Steunou N, Desjonquères J, Picot N, Sengenès P, Noubel J, Poisson J* AltiKa altimeter: Instrument description and in flight performance // *Marine Geodesy*. 2015. V. 38. № sup1. P. 22–42.
165. *Studholme J.H.P., Markina M.Y., Gulev S.K.* Role of surface gravity waves in aquaplanet ocean climates // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2021. V. 13. № 6. P. e2020MS002202.
166. SWAN Technical Documentation, SWAN Cycle III version 40.51A // University of Technology, Delft, Netherlands, 98. 2007.
167. SWAN. User manual / Delft University of Technology. Department of Civil Engineering. – Cycle IV, Version 40.31, 2004.
168. *Tilinina N., Ivonin D., Gavrikov A., et al.* Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with Spotter wave buoy and WaveWatch III // *Earth System Science Data Discussions*. 2021. V. 2021. P. 3615–3633.
169. *Toba Y.* Local balance in the air-sea boundary processes. Part I: On the growth process of wind waves // *J. Oceanogr. Soc. Japan*. 1972. V. 28. P. 109–121.
170. *Tolman H.L.* The numerical model WAVEWATCH a third generation model for hindcasting of wind waves on tides in shelf seas // *Communications on Hydraulics and Geotechnical Engineering*. 1989. TU Delft. Report 89-2. 72 p.
171. *Tolman H.L., Chalikov D.V.* Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. Vol. 26. P. 2497–2518.
172. *Van Vledder G. P., Akpınar A.* Wave model predictions in the Black Sea: Sensitivity to wind fields // *Applied Ocean Research*. 2015. V. 53. P. 161–178.

173. Wang D. W., Hwang P. A. An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2001. V. 18. № 12. P. 2052–2062.
174. Ward Jr. J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function // *Journal of the American Statistical Association*. 1963. V. 58. № 301. P. 236–244.
175. Xu R., Wang H., Xi Z., Wang W., Xu M. Recent progress on wave energy marine buoys // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. V. 10. № 5. P. 566.
176. Xu R., Wunsch D. *Clustering*. John Wiley & Sons, 2008, 341 p.
177. Yaitskaya N. The wave climate of the Sea of Azov // *Water*. 2022. V. 14. № 4. P. 555.
178. Yılmaz N., Özhan E. Characteristics of the frequency spectra of wind-waves in Eastern Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2014. № 64. P. 1419–1429.
179. Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F. A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1985. V. 90. № C1. P. 1049–1059.
180. Yurovsky Y.Y., Kudryavtsev V.N., Grodsky S.A., Chapron B. Ka-band Doppler scatterometry: A strong wind case study // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. № 6. P. 1348.
181. Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Kremenetskiy V.V., Krivosheya V.G., Stanichny S.V., Poulain P.M. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. V. 108. № 3246. P. C8.
182. Zieger S., Babanin A.V., Rogers W.E., and Young I.R. Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH // *Ocean Modelling*. 2015. № 96. P. 2–25.
183. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане. Оперативный модуль ЕСИМО. Ледовые условия в Азовском море. URL: http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice/ice_azov.php?date=19.03.2012 (дата обращения 13.07.2024).
184. Интернет-портал Карты Черного моря. URL: <http://blacksea-map.ru/> (дата обращения 15.04.2024).
185. Морской портал Отдела дистанционных методов исследования ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН» URL: <http://dvs.net.ru/> (дата обращения 15.09.2024).
186. Casas Prat, M. Overview of Ocean Wave Statistic. Available online: <https://upcommons.upc.edu/handle/2099.1/6034> (accessed on 15 August 2021).
187. ESA SST CCI and C3S reprocessed sea surface temperature analyses // Copernicus Marine Service URL:

https://data.marine.copernicus.eu/product/SST_GLO_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_024/description (accessed on 25 August 2024).

188. Radar Altimeter Database System. URL: <http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml> (accessed on 21 October 2020).
189. *Tolman H.* The WAVEWATCH III Development Group User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III Version 6.07. Tech. Note 333, March 2019. NOAA/NWS/NCEP/MMAB 2019. URL: <https://www.researchgate.net/publication/> (accessed on 18 December 2020).