

ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ ИМЕНИ А.О. КОВАЛЕВСКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Крашенинникова Светлана Борисовна

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛАНКТОНА
АТЛАНТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Специальность 1.6.17 – Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора географических наук

Научный консультант:
доктор биологических наук,
профессор,
Самышев Эрнест Зайнуллинович

Севастополь – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА.....	16
1.1 Северная Атлантика.....	16
1.2 Черное море.....	41
1.3 Севастопольская бухта.....	50
Выводы к Главе 1.....	55
ГЛАВА 2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ.....	57
2.1 Течения и их завихренность	57
2.2 Фронты.	61
2.3 Характеристики ветра: скорость и повторяемость.....	63
2.4 Волны.....	65
2.5 Прибрежные апвеллинги. Экмановский апвеллинг. Сгонные явления.	66
2.6 Глубоководные апвеллинги. Экваториальный апвеллинг. Экмановская накачка.....	70
2.7. Дивергенция течений.....	72
2.8 Глобальные климатические индексы	73
2.9 Материалы исследования.....	77
Выводы к Главе 2.....	86
ГЛАВА 3 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАНКТОНА.....	87
3.1 Численность, биомасса и видовой состав фитопланктона	87
3.2 Концентрация хлорофилла- <i>a</i>	101
3.3 Численность и биомасса зоопланктона.....	103
3.4 Численность ихтиопланктона.....	106
3.5. Методы статистической обработки данных	109
Выводы к Главе 3.....	113

ГЛАВА 4 ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ ПЛАНКТОНА	114
4.1 Влияние гидрометеорологических факторов на особенности распределения биомассы и численности фитопланктона, концентрации хлорофилла- <i>a</i> в западной части тропической Атлантики.....	115
4.2 Влияние гидрометеорологических факторов на распределение биомассы и численности фитопланктона, микрозоопланктона и концентрации хлорофилла- <i>a</i> в восточной части тропической Атлантики.....	137
4.3 Влияние гидрометеорологических факторов на распределение концентрации хлорофилла- <i>a</i> , биомассу и численность фитопланктона и микрозоопланктона в Черном море	169
4.4 Влияние гидрометеорологических факторов на сезонные изменения концентрации хлорофилла- <i>a</i> , биомассы и численности фитопланктона в прибрежье г. Севастополя и Севастопольской бухте.....	195
4.5 Влияние гидрометеорологических факторов на распределение ихтиопланктона в период нереста в Севастопольской бухте.....	204
Выводы к Главе 4.....	209
ГЛАВА 5 ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА МНОГОЛЕТНЮЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ ПЛАНКТОНА	212
5.1 Влияние смещения Северной стены Гольфстрима (плотностного фронта) и Североатлантического колебания на аномалии температуры и скорости течений, биопродуктивность вод Северной Атлантики.....	215
5.2 Изменчивость компонентов планктона в условиях климатических колебаний в Северной Атлантике.....	235
5.3 Влияние гидрометеорологических факторов на межгодовую изменчивость обилия фитопланктона и концентрации хлорофилла- <i>a</i> в акватории г. Севастополя и Карадага.....	239
5.4 Влияние температуры воды на межгодовую изменчивость концентрации хлорофилла- <i>a</i> в акватории г. Севастополя и Севастопольской бухте	254

5.5 Влияние гидрометеорологических факторов на межгодовую изменчивость микрозоопланктона в прибрежной акватории г. Севастополя и Севастопольской бухте.....	258
5.6 Влияние гидрометеорологических факторов на многолетнюю изменчивость ихтиопланктона в акватории г. Севастополя и Севастопольской бухте	273
5.7 Изменчивость компонентов планктона в условиях климатических колебаний в Черном море и Севастопольской бухте.....	294
Выводы к Главе 5.....	302
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	305
ВЫВОДЫ.....	307
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	309
ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ.....	372
ПРИЛОЖЕНИЕ А Среднемноголетние поля гидрологических параметров в тропической Атлантике по реанализу <i>GLORYS12v1</i> за январь 2022 г.....	376
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Среднемноголетние поля градиентов температуры, солёности, плотности в Северной Атлантике по реанализу <i>GLORYS12v1</i> за 2000–2022 гг.....	379
ПРИЛОЖЕНИЕ В Среднемноголетние поля градиентов температуры, солёности, плотности в Черном море по реанализу <i>GLORYS12v1</i> за 2000–2022 гг.....	382
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Межгодовая и внутригодовая изменчивость концентрации хлорофилла– <i>a</i> в тропической Атлантике (1998–2023 гг.), Черном море (1998–2021 гг.) по спутниковым данным и Севастопольской бухте (2013–2021 гг.) по контактными данным	387

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Фундаментальную основу развития и устойчивости морских экосистем составляет комплекс абиотических факторов, среди которых ведущая роль принадлежит гидрометеорологическим параметрам. В условиях нарастающей климатической изменчивости, признанной одним из главных глобальных вызовов (согласно отчетам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), 2021, 2023), понимание механизмов, определяющих состояние пелагиали, приобретает первостепенное значение. Наиболее чувствительными индикаторами этих процессов выступают планктонные сообщества (фито-, зоо- и ихтиопланктон), являющиеся ключевым звеном трофических цепей и основой кормовой базы рыб.

Влиянию гидрометеорологических факторов на распределение и временную изменчивость обилия компонентов планктона в различных регионах Атлантического бассейна посвящены многочисленные работы как российских Виноградов и др., (1996); Климова, (2005); Юнев и др., (2007); Демидов, (2008); Темных и др., (2008); Стельмах и др., (2009); Арашкевич и др., (2014); Минкина, Самышев, (2014); Поспелова, Сеничева, (2018); Кубряков и др., (2019); Микаэлян и др., (2020); Силькин, (2019); Финенко и др., (2021); Загородняя и др., (2023); Ключанцева и Лукашева, (2023); Пионтковский и др., (2024); Аннинский и др., (2025) и др., так и зарубежных авторов Niermann et al., (1999); Peña-Molino et al., (2008); Boyce et al., (2010); Hallegraeff, (2010); Winder and Sommer, (2012); Nye et al., (2014); Benedetti et al., (2019) и др. В этих исследованиях изучены сезонные и межгодовые связи между ветровым перемешиванием, апвеллингами, фронтами, глобальными климатическими сигналами, с одной стороны, и продукционными характеристиками планктона (концентрация хлорофилла-*a*, видовой состав, численность и биомасса) — с другой.

Однако, несмотря на значительный задел, ряд аспектов остаётся недостаточно изученным. До сих пор отсутствует единое мнение о доминирующих гидрометеорологических факторах, регулирующих обилие планктона; практически не исследованы апвеллинги, выделенные по ветровым характеристикам, а также

влияние ветро-волновых процессов, плотностных фронтов и глобальных климатических сигналов на его динамику в разных масштабах изменчивости. Трансформация кинетической и потенциальной энергии вод определяет пространственно-временную изменчивость градиентных характеристик (температура, солёность, течения, волны, плотностные фронты, ветер), что, в свою очередь, влияет на распределение биогенных элементов и, опосредованно, на динамику планктонных сообществ.

Ключевая научная проблема заключается в отсутствии единого подхода к учёту разномасштабной временной изменчивости абиотических и биотических параметров и их связей в разных регионах Атлантического бассейна. Выбор регионов с существенной неоднородностью гидрометеорологических условий (разная структура вод, орография, режимы атмосферной циркуляции и др.) позволяет выявить как локальные, так и удалённые механизмы отклика биоты на внешние воздействия.

Настоящее исследование, выполняемое на междисциплинарном стыке океанологии, гидробиологии, климатологии и экологии, является крупным обобщением и продолжает серию работ ученых ФИЦ ИнБЮМ, МГИ РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и др. Его актуальность и новизна заключаются в разработке методов системного совместного анализа гидрометеорологических и биотических параметров на основе многолетних натурных, спутниковых данных и реанализов. Исследование охватывает разномасштабные регионы Атлантического бассейна (от крупномасштабного (Северной Атлантики и Черного моря) до мелкомасштабного (Севастопольской бухты)) и широкий временной спектр — от сезонной и межгодовой до междесятилетней изменчивости. Такой комплексный подход позволит не только верифицировать и уточнять существующие модели продуктивности океана, но и дать объективную оценку текущего состояния морских экосистем, а также сформировать достоверные прогнозы их изменений на ближайшую перспективу.

Соответствие задач диссертационной работы государственным программам Российской Федерации и стратегиям развития Крыма и Севастополя,

ориентированным на сохранение морских биоресурсов регионов Атлантического бассейна, подтверждает актуальность и практическую значимость проводимого исследования и подчеркивает востребованность его результатов для решения прикладных задач рационального природопользования.

Цель работы: установить механизмы, определяющие пространственное распределение и сезонную, межгодовую и междесятилетнюю изменчивость количественных показателей отдельных компонентов планктона как биологического отклика морских экосистем регионов Атлантического бассейна на изменение гидрометеорологических условий.

Задачи исследования:

1. Представить физико-географическую характеристику регионов Атлантического бассейна (водные массы и их термохалинные характеристики, циркуляцию вод, реки, ветро-волновой режим).

2. Разработать и верифицировать методику совместного анализа многолетних временных рядов гидрометеорологических и биотических параметров на основе комплекса современных данных и статистических методов.

3. Систематизировать и определить основные физические механизмы, влияющие на распределение и временную изменчивость компонентов планктона регионов Атлантического бассейна.

4. Оценить влияние климатических индексов (Северо-Атлантического колебания (САК), или Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО), Северной стены Гольфстрима (ССГ)) на показатели планктона в регионах Атлантического бассейна на межгодовом и междесятилетнем масштабах.

5. Определить связь между многолетними изменениями температурного режима и ветровой активности с возникновением апвеллингов, влияющих на условия воспроизводства рыб в прибрежной акватории Севастополя.

Объект исследования – воды Атлантического бассейна: Северная Атлантика, Черное море, Севастопольская бухта.

Предмет исследования – влияние гидрометеорологических факторов на распределение и изменчивость компонентов планктона.

Научная новизна. Научная новизна исследования заключается в следующем:

– Впервые выполнена современная классификация водных масс с описанием их термохалинных характеристик во всей толще Атлантического океана, имеющая важное значение для выявления регионов с высокой биологической продуктивностью и решения экологических задач.

– Впервые разработана методика совместного анализа временных рядов гидрометеорологических и биотических параметров на основе комплекса современных методов статистического анализа и многолетних данных наблюдений, позволяющего минимизировать субъективизм при выделении типичных периодов и характера их изменчивости, и выявлять устойчивые статистические связи между ними.

– Впервые выполнена систематизация основных физических механизмов, ответственных за горизонтальную адвекцию и вертикальный обмен вод в Северной Атлантике и Черном море, влияющих на распределение компонентов планктона.

– Впервые установлено, что вертикальная экмановская скорость в восточной части Черного моря выше, чем в западной в летний и зимний периоды 1980–1996 гг. и с 1999 г. по настоящее время; исключение составил период 1997–1998 гг., когда наблюдалась противоположная тенденция, с чем связано изменение продуктивности вод.

– Впервые доказано, что связь между ветровыми характеристиками и цветением воды в прибрежье Черного моря имеет временную задержку. Межгодовые изменения среднемесячных значений отражают «память» экосистемы о прошедших ветрах, в то время как разовые измерения фиксируют лишь синоминутный отклик на ветровые условия.

– Впервые показано, что связь индекса САК с обилием компонентов планктона значительно усиливается при анализе их естественных природных циклов (2–6 лет).

– Впервые оценено влияние низкочастотной климатической изменчивости, проявляющейся, через индексы САК, АМО, ССГ на характеристики сезонных циклов, смену видов и размеров компонентов планктона в Северной Атлантике, Черном море и Севастопольской бухте за 1960-е гг. XX в. – по 20-е гг. XXI в.

– Впервые установлено, что увеличение температуры воды и воздуха, ослабление ветра северо-восточного направления в прибрежной акватории Севастополя способствует уменьшению частоты возникновения прибрежных апвеллингов, что ухудшает условия для воспроизводства рыб в период нереста.

Теоретическая и практическая значимость. Теоретическая значимость работы заключается в существенном углублении представлений о функционировании пелагической экосистемы как сложной нелинейной системы, откликающейся на внешние форсинги на разных временных масштабах. Полученные результаты развивают концепцию экологического прогнозирования, основанного на понимании физико-биологических взаимодействий.

Практическая значимость исследования:

– выявленные устойчивые связи между климатическими индексами, гидрометеорологическими параметрами среды и характеристиками планктона позволяют использовать последние в качестве чувствительных биоиндикаторов климатических изменений в Атлантическом бассейне;

– результаты работы создают научную основу для прогностической оценки состояния кормовой базы рыб и первичной продукции океана, что важно для рационального рыболовства и устойчивого развития аквакультуры;

– разработанные методические подходы могут быть внедрены в системы оперативного мониторинга состояния прибрежных и открытых акваторий, в том числе для оценки антропогенного воздействия на фоне естественной климатической изменчивости;

– материалы и методы диссертации представляют ценность для подготовки высококвалифицированных специалистов в области океанологии, метеорологии, морской экологии.

Положения, выносимые на защиту определяются научной новизной исследования:

1. Современная классификация водных масс и их термохалинных характеристик в Атлантике, направленная на определение районов биологической продуктивности вод.

2. Методика совместного статистического анализа разномасштабных временных рядов гидрометеорологических и биотических параметров для объективного выявления периодов изменчивости и устойчивых связей между ними.

3. Основные физические механизмы (горизонтальная адвекция, вертикальный обмен, вихри, экмановская накачка и др.), ответственные за неоднородность распределения и временную изменчивость количественных показателей планктона регионов Атлантического бассейна.

4. Роль климатических индексов САК, АМО и ССГ в формировании и изменчивости компонентов планктона и продуктивности отдельных регионов Атлантического бассейна.

5. Оценка влияния региональных климатических трендов температуры воды, температуры воздуха и ветрового режима на апвеллинги в прибрежной акватории Севастополя и изменения условий воспроизводства рыб.

В диссертационной работе представлено комплексное решение крупной актуальной научной проблемы, заключающейся в установлении механизмов влияния изменчивости гидрометеорологических параметров на пространственно-временную вариабельность показателей планктона в разных регионах Атлантического бассейна. Совокупность полученных результатов расширяет современные представления о связях между абиотическими и биотическими параметрами морской среды и имеет существенное прикладное значение для оценки биопродуктивности вод, состояния морских экосистем и сохранения биоресурсного потенциала Российской Федерации.

Связь работы с государственными научными программами, планами, темами. Работа выполнена в соответствии с планами научных исследований Федерального исследовательского центра Института биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН в рамках следующих государственных программ и грантов:

Тема: «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» № гос. регистрации АААА-А18-118021490093-4, 121041400077-1 (2017–2023 гг.), исполнитель.

Тема: «Функциональные, метаболические и молекулярно-генетические механизмы адаптации морских организмов к условиям экстремальных экотопов Черного и Азовского морей и других акваторий Мирового океана» № гос. регистрации 124030100137-6 (2024 г.), исполнитель.

Грант РФФИ № 15-05-02019 «Меридиональный перенос тепла в Тропической и Субтропической Атлантике: роль различных механизмов и низкочастотная изменчивость» (2015–2017 гг.), исполнитель.

Грант РФФИ № 16-05-00719 «Межгодовые изменения свойств и переносов водных масс Атлантического океана» (2018–2020 гг.), исполнитель.

Грант РНФ № 19-17-00110-П «Тепломассопереносы в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах как факторы, определяющие изменения гидрологического и ледового режимов» (2022–2023 гг.), исполнитель.

Грант РНФ № 23-17-00032 «Взаимодействие Северо-атлантических глубинных и Антарктических водных масс в тропической части Атлантического океана» (2023–2025 гг.), исполнитель.

Грант Министерства науки и высшего образования Российской Федерации «Оценка уязвимости прибрежных экосистем тропической зоны к изменению климата с целью адаптации управления природопользованием» № 23-075-61622-1-0379-000030 (2024–2026 гг.), исполнитель.

Грант Министерства науки и высшего образования Российской Федерации «Динамика и агроэкологическое состояние бассейнов горных рек Северо-восточного Кавказа, Азербайджана и Ирана в условиях климатических изменений и роста антропогенной нагрузки» № 075-15-2024-644 (2025–2026 гг.), исполнитель.

Достоверность полученных результатов. Все результаты диссертационной работы обоснованы. В работе применены хорошо апробированные классические методы анализа и синтеза данных, с учетом всех факторов, влияющие на результаты исследования. При проведении исследований использовались собственные и ретроспективные данные измерений гидрометеорологических параметров, показателей планктона. Сравнительный анализ многолетних гидрометеорологических параметров, полученных по данным измерений в

экспедициях, а также метеостанциях, с современными реанализами высокого пространственного разрешения и моделями проекта CMIP5, подтверждает достоверность проводимых исследований. Достоверность результатов также подтверждается внедрением их в отчеты грантов РФФИ, РНФ, МинОбр, апробацией и публикацией в рецензируемых журналах.

Методология и методы исследования. В основу работы легли собственные исследования автора, на ранее отработанных методиках анализа результатов. Реализован алгоритм визуализации поверхностных течений для среднесезонных и сезонных периодов в районах Атлантического бассейна по реанализам и проведена верификация результатов с контактными измерениями течений и их расчетными характеристиками известными в литературе.

Применялись ранее апробированные методики расчета завихренности ветрового поля – «экмановская накачка» и течений, дивергенций, выявления апвеллингов по температурным и ветровым характеристикам и расчета океанических (температурных, соленостных, плотностных) фронтов.

Предложен новый методический подход для определения экстремумов и типичных периодов изменчивости не только гидрометеорологических параметров, но и количественных показателей компонентов планктона на сезонном и межгодовом масштабах на основе спектрального анализа. Указанный подход использовался только для непрерывных и нормально-распределённых рядов данных.

Работа выполнена на основе стандартных статистических методов, применяемых в океанологии и гидробиологии, при обработке и анализе данных контактных наблюдений, а также модельных расчетов, в том числе реанализов. К ним относятся: спектральный и дисперсионный анализы, корреляционный анализ Пирсона, Спирмена, анализ главных компонент (PCA), многофакторный анализ ANOVA, оценка статистической значимости полученных результатов. Математические и статистические расчеты проводились с помощью программы XLStat2016 для Microsoft Excel 2016. Для оценки значимости линейных трендов данных измерений использовались критерии Стьюдента и Манна-Кендалла.

Соответствие паспорту специальности. Диссертационная работа соответствует пунктам 1, 2, 3, 4 и 6 паспорта специальности 1.6.17 «Океанология».

Личный вклад. Автор лично участвовал в постановке задач, анализе и интерпретации основных результатов работы, формулировке выводов, планировании и проведении экспедиционных исследований, получении, обобщении и контроле данных, их статистической обработке по оценке влияния гидрометеорологических характеристик на распределение и динамику компонентов планктона на разных масштабах изменчивости. Текст, формулировка основных положений и выводов диссертационной работы автором написаны самостоятельно. Соискатель, будучи первым автором, сыграл ключевую роль в написании 1 монографии и 14 статей в рецензируемых научных журналах из списка ВАК, которые составляют большинство публикаций по теме диссертации. Автор диссертации лично представлял результаты работы на нескольких десятках международных и всероссийских научных конференциях, семинарах, ученых советах.

Апробация работы. Результаты исследований, представленные автором диссертации, докладывались на ученых советах Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН» ФИЦ ИнБЮМ, Мурманского морского биологического института (ММБИ), Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), а также на всероссийских, международных симпозиумах, конференциях, форумах и рабочих группах, таких как: Международная научная конференция «Морские исследования и рациональное природопользование». г. Севастополь, (2018 г.); Научно-практическая школа-конференция «Наземные и морские экосистемы Причерноморья и их охрана» г. Севастополь, (2018 г.); Всероссийская научная конференция «Моря России: методы, средства и результаты исследований» г. Севастополь–пгт. Кацивели, (2018 г.); Международная научно–практическая конференция Морские исследования и образование (MARESEDU–2018, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023, 2024, 2025) Москва, (2018, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023, 2024, 2025 г.); Всероссийская научно-практическая школа–конференция. Наземные и морские экосистемы Причерноморья и их охрана, пгт. Курортное, Феодосия (2020 г.); Всероссийская научная

конференция, Моря России: исследования береговой и шельфовой зон (XXVIII Береговая конференция) Севастополь, (2020 г.); Международная научная конференция, посвященная 150-летию Севастопольской биологической станции – Института биологии южных морей имени А. О. Ковалевского и 45-летию НИС «Профессор Водяницкий», Севастополь, (2021 г.); Международный Симпозиум XXVIII. Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы, Томск, (2022 г.); Всероссийская научная конференция молодых ученых Комплексные исследования Мирового океана (КИМО–2023), Санкт-Петербург, (2023 г.); Всероссийская научная конференция, Моря России: от теории к практике океанологических исследований. Севастополь, (2023, 2025 г.); Всероссийский молодежный экологический форум «Экосистема. Заповедный край». Камчатский край, (2023 г.); VIII Всероссийская научная конференция с международным участием «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения», посвященной 300-летию Российской Академии наук и 35-летию Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Мурманск, (2024 г.); III Международная научно-практическая конференция Изучение водных и наземных экосистем: история и современность, посвященная 10-летию воссоединения Крыма и Севастополя с Российской Федерацией, Севастополь, (2024 г.); 6th Meeting of the BRICS Working group on ocean and polar science and technology – Meeting in Murmansk, (2024 г.); Международная научно-практическая конференция «Региональное сотрудничество БРИКС: современные проблемы экологии и природопользования» г. Петрозаводск, Карелия, (2024 г.); Program of the international webinar Regional-Level cooperation on climate change research in the BRICS, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, (2025 г.).

Публикации. Соискатель является автором более 130 работ. По теме диссертации опубликовано 25 работ: 20 статей в научных журналах (из них 10 статей квартилей Q1, Q2) и 4 сборниках научных работ, рекомендованных ВАК РФ), 1 монография. Результаты апробированы на 24 региональных и международных научных конференциях, форумах, вебинарах и симпозиумах.

Структура работы. Диссертационная работа состоит из Введения, 5 Глав, Заключения, Выводов. Она содержит 389 страниц печатного текста, в том числе 90

рисунков и 40 таблиц, а также Приложений А–Г. Список использованных литературных источников включает 504 наименований и насчитывает 62 страницы.

Благодарности. Автор диссертации выражает искреннюю благодарность за помощь в проведении экспедиционных и лабораторных исследований, за содействие и всестороннюю поддержку и ценные советы научному консультанту, профессору, д.б.н. Э.З. Самышеву, сотрудникам ФИЦ ИнБЮМ: академику, д.б.н., В.Н. Егорову, к.б.н. Н.И. Минкиной, к.б.н. Серегину, к.б.н. Н.В. Поспеловой, Р.И. Ли, А.А. Сысоеву, М.С. Бабич, А.С. Приймак, В.В. Холодову, к.б.н. В.В. Яковенко, Н.Ю., Родионовой, к.б.н. И.В. Сысоевой, к.б.н. В.В. Мельникову, Е.В. Поповой, к.б.н. Басовой М.М., к.б.н. Чмыру В.Д., а также сотрудникам других организаций МГИ РАН: к.г.н. И.Г. Шокуровой, д.ф.-м.н. М.В. Шокурову, С.А. Бабичу, ИО РАН: д.г.н. Р.В. Горбунову, д.г.-м.н. Е.В. Ивановой, к.г.-м.н. Д.В. Борисову, МГУ им. М.В. Ломоносова: академику, д.г.н. С.А. Добролюбову, к.г.н. А.Н. Демидову, к.г.н. Ф.Н. Гиппиусу, ВНИРО: к.г.н. К.В. Артамоновой.

ГЛАВА 1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

В диссертационной работе рассматривается характеристика вод разномасштабных регионов Атлантического бассейна. В него входят районы: Северной Атлантики, Черного моря, Севастопольской бухты. Эти все акватории имеют различные пространственные масштабы, глубину, особенности орографии, разную структуру вод.

1.1 Северная Атлантика

Географическое положение. Северная Атлантика находится между – экватором и 50° с.ш. Атлантического океана (рис. 1.1). Она располагается между Северным, Южным Американскими континентами и Евразией. Северная Атлантика включает в себя тропическую Атлантику (0–20° с.ш.). Географической особенностью тропической части Атлантического океана является наличие Гвинейского залива, который, помимо своей восточной границы, граничит с Африканским континентом, примерно по 5° с.ш., 10° з.д.–10° в.д. На севере Северная Атлантика ограничена по меридиану восточными островами архипелага Шпицберген.

Район исследования включают в себя 3 зоны:

1. Экваториально-Тропическая Атлантика (зона 20° ю.ш.–20° с.ш.);
2. Субтропическая Атлантика (зона между 20–45° с.ш.);
3. Субполярная Атлантика (45°–70° с.ш.).

В первых 2-х зонах постоянно накапливается огромное количество тепла и происходит тепло- и влагообмен между северным и южным полушарием, а также между экватором и высокими широтами. 3-я зона играет важнейшую роль в формировании долгопериодных изменений климата, так как именно здесь формируются глубинные воды, распространяющиеся по всему Мировому океану.

Условное разделение Северной Атлантики на три зоны, обусловлено особенностями распределения водных масс и их термохалинных характеристик, различием системы круговоротов в исследуемом регионе.

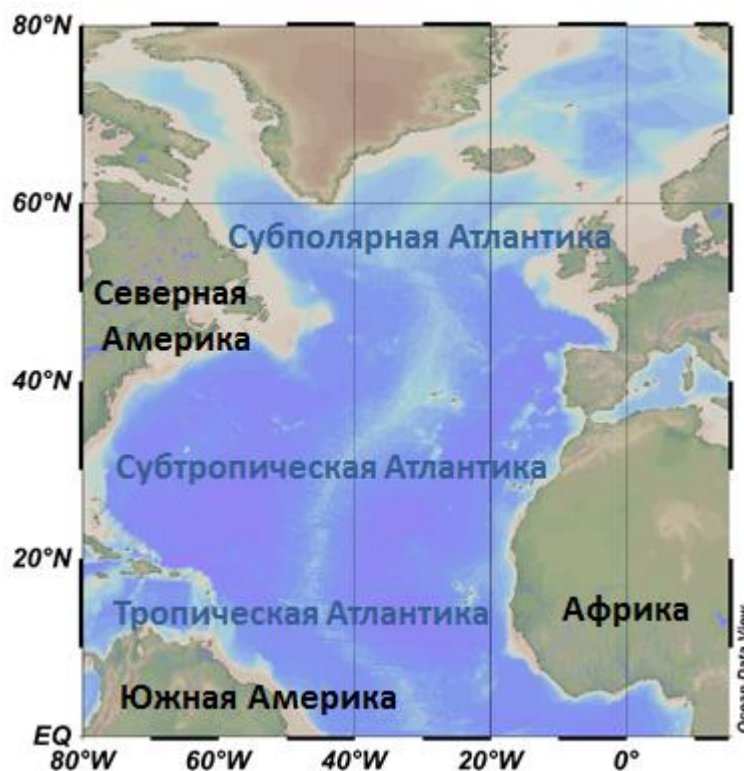


Рисунок 1.1 – Северная Атлантика

По пространственным масштабам Северная Атлантика характеризуется: максимальной глубиной – 8742 м, средней глубиной – 3736 м, площадью – 41490000 км².

Водные массы. Определение водной массы заложено в ранней работе [Добровольский, 1961] как «некоторого, сравнительно большого, объема воды, формирующегося в определенном районе океана – очаге, источнике этой массы, обладающего в течение длительного времени почти непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс и распространяющихся как единое целое».

Первые определения структуры вод океана даны в работе [Wüst, Defant, 1936]. В них океан по глубине был разделен на две части: «теплую» и «холодную»,

тропосферу и стратосферу, «неравновесную» и «адиабатическую». «Теплый океан» простирается в умеренных и низких широтах вплоть до полярных фронтов по горизонтали и до глубины порядка километра – по вертикали. За нижнюю границу верхнего теплого океана обычно берут изотермическую поверхность с потенциальной температурой 4 °С (т. е. близкой к среднему значению по всему Мировому океану). Тропосферу океана обычно разделяют на поверхностные и подповерхностные воды, а также промежуточные воды – являющиеся своеобразным граничным слоем между тропосферой и стратосферой океана, ответственные в климатической системе за перенос вод аномально высокой солености или пониженной температуры. Стратосферу, в свою очередь, разделяют на глубинные и донные воды. Слои тропосферы и стратосферу принято называть структурными зонами, а их набор по вертикали – структурой вод.

В таблице 1.1 представлена структура водных масс Атлантического океана.

Таблица 1.1. Структура водных масс Атлантического океана

Субполярная Северная Атлантика (40° – 60° с. ш.)	Центральная Атлантика (15 – 40° с. ш.)	Южная и Экваториальная Атлантика (40° ю. ш. – 15° с. ш.)	Циркумполярная область (40° – 60° ю. ш.)
Исландская промежуточная (ИПВ)	Антарктическая промежуточная (ААПВ)	Антарктическая промежуточная (ААПВ)	Антарктическая промежуточная (ААПВ)
Лабрадорская (ЛВ)	Средиземноморская (СМВ)	Верхняя циркумполярная (ВЦПВ) (до 10–20° ю. ш.)	Верхняя циркумполярная (ВЦПВ)
Исландско-Шетландская глубинная (ИШГВ)	Северо-атлантическая глубинная (САГВ)	Северо-атлантическая глубинная (САГВ) 3 компонента (до 20° ю. ш.)	Тихоокеанская глубинная (ТГВ)
Датского пролива (ДПВ)	Антарктическая донная (ААДВ)	Антарктическая донная (ААДВ)	Нижняя циркумполярная глубинная (НЦГВ)
Антарктическая донная (ААДВ) или донная восточного бассейна (ВДВ)			Циркумполярная донная (ЦДВ)
			Антарктическая донная (ААДВ) или глубинная моря Уэдделла (УГВ)

Положение водных масс и экстремумов различных гидрофизических гидрохимических характеристик Атлантического океана приводится на (рис. 1.2).

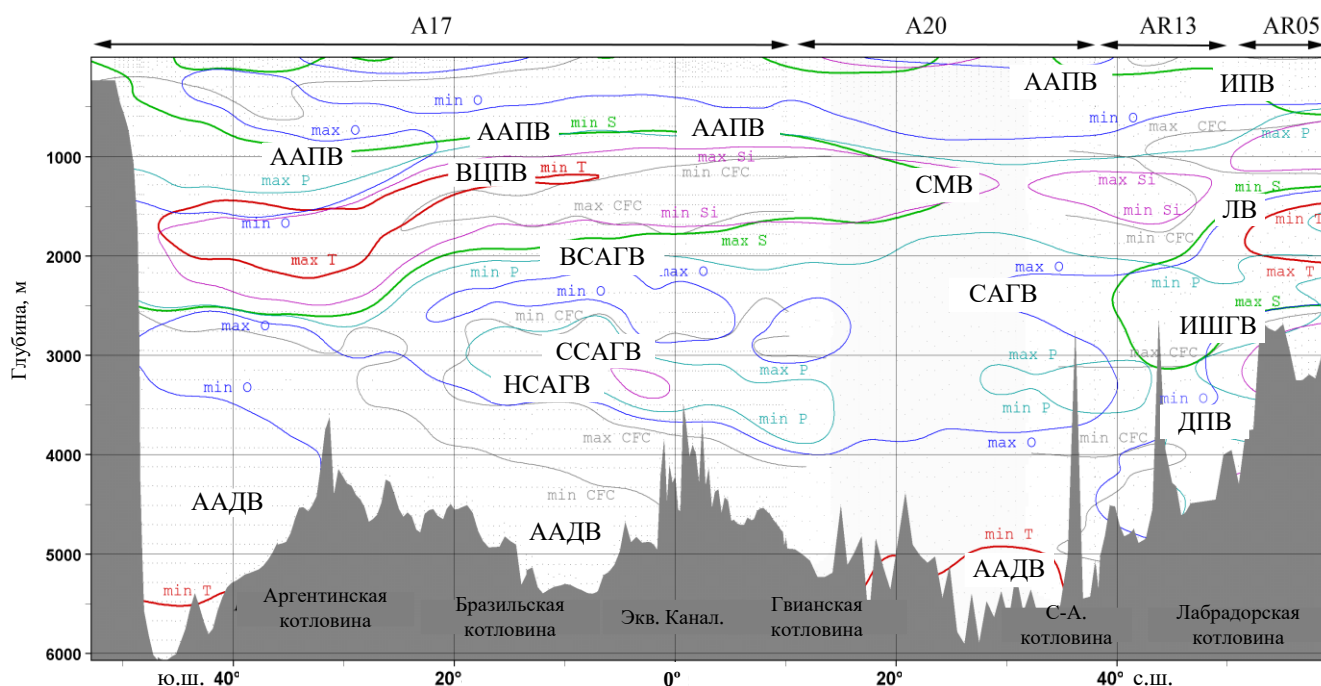


Рисунок 1.2 – Положение водных масс и экстремумов различных гидрофизических и гидрохимических характеристик на составном разрезе в западной части Атлантического океана. Сверху подписаны шифры разрезов WOCE, из которых составлен разрез. На разрезе A20 данные концентрации фреонов (CFC) отсутствуют. Цветом на рисунке с соответствующими подписями изображены изолинии температуры, кислорода, кремния, фосфора, концентрации фреонов [Крашенинникова, 2019]

Тропосфера и стратосфера океана в основных чертах обладают существенной общностью: околополярная и глубинная части Атлантического океана заполнены плотной, относительно холодной низкосолёной водой. Воды, образовавшиеся на более близких к экватору широтах, обладают, по сравнению с ними, более высокой солёностью, температурой и меньшей плотностью. Отличительная черта стратосферы – слабая стратификация. Особенность же тропосферы – стратификация, проявляющаяся в виде пикноклина, термоклина и галоклина.

Сочетание в пространстве водных масс и границ между ними, в том числе и фронтальных зон, составляет структуру вод океана [Добровольский, 1961]. Эта структура отражает общие закономерности хода важнейших океанологических процессов [Бабич, Крашенинникова, 2023; Крашенинникова, 2019]. Главные границы на поверхности океана – экватор и полярные фронты – имеют реальное физическое содержание и возникают за счет контраста приходящей на поверхность океана в район экватора и полюсов солнечной радиации с учетом вращения Земли. На промежуточных и абиссальных глубинах этот основной контраст при отсутствии прямого воздействия атмосферы ослабевает, возрастает роль межполушарных и межокеанских градиентов (не только температурных, но и соленосных). В результате в Мировом океане формируется стратифицированная по вертикали в соответствии с плотностью трехмерная структура, состоящая из водных масс и фронтальных зон. Характеристики водных масс в Северной Атлантике приведены на *TS*-диаграмме (рис. 1.3).

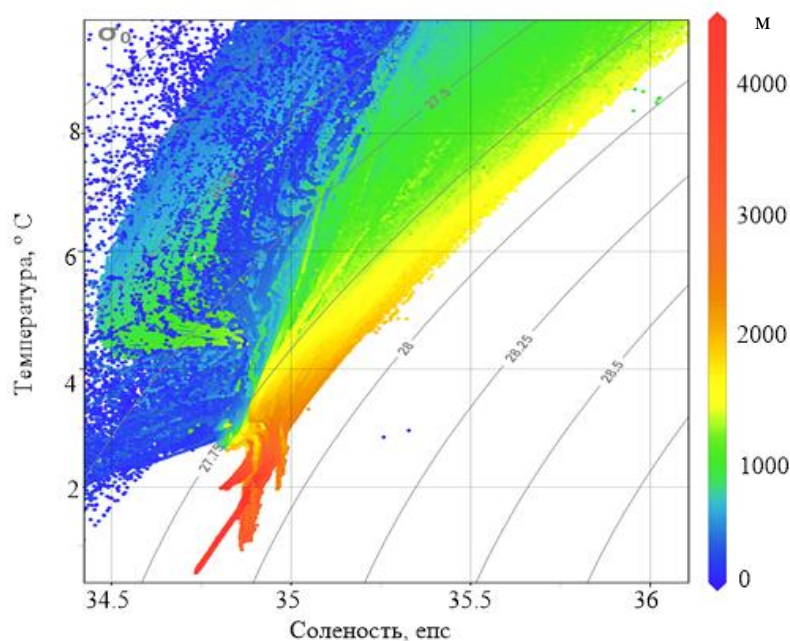


Рисунок 1.3 – Общая *TS*-диаграмма рассеивания вод Северной Атлантики по данным разрезов *WOCE*. Цветом обозначена глубина в метрах [Крашенинникова, 2019]

Определение ряда важных количественных характеристик водных масс, в том числе их объема, средних свойств и диапазона изменений этих свойств, требует знания точного положения водных масс в пространстве океана, а, следовательно, и разделяющих их границ. Относительная длительность и особенности пути распространения некоторых водных масс могут приводить к существенной их трансформации за счет смешивания с другими водами. Нередко продукты такой трансформации выделяют в отдельные модификации или даже самостоятельные водные массы. В табл. 1.1, 1.2 и 1.3 представлены термохалинные характеристики водных масс Центральной и Субполярной Атлантики, соответственно, полученные по оценкам разных авторов и обобщенные в работе [Крашенинникова, 2019].

Таблица 1.2 Характеристика водных масс Центральной Атлантики по обобщенным оценкам [Крашенинникова, 2019]

Название	Слой	Аномалии потенциальной плотности, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$	Глубина, м	Потенц. темп., $^{\circ}\text{C}$	Соленость, епс
Экваториальная поверхностная водная масса (ЭПВ)	Поверхностный	$\sigma_0 < 27.3$ $\sigma_2 = 36.1$	150 – 300	26 – 28	33.0 – 35.0
Северотропическая поверхностная водная масса (СтПВ)			300 – 400	18 – 27	34.5 – 35.5
Субтропическая поверхностная водная масса (СбТПВ)			400 – 700	15 – 28	35.0 – 37.5
Субтропическая модальная водная масса (СбТМВ)			0 – 300	26.5	36.5
Средиземноморская водная масса (СМВ)	Промежуточный	$\sigma_2 = 36.1$	800 – 1400	5 – 14.5	36.0 – 38.0
Антарктическая промежуточная водная масса (ААПВ)		$\sigma_2 = 36.0 – 36.7$	700 – 1200	4.7 – 7.0	34.9 – 37.0
Североатлантическая глубинная водная масса (САГВ)	Глубинный	$\sigma_2 = 36.7 – 37.0$ $\sigma_4 = 36.9 – 45.9$	1300 – 4500	2.4 – 3.3	34.90 – 34.96
Антарктическая донная водная масса (ААДВ)	Придонный	$\sigma_2 > 37.1$ $\sigma_4 > 45.9$	4500 – дно	-1.7 – 2.4	< 34.7

Таблица 1.3 – Характеристика водных масс Субполярной Атлантики по обобщенным оценкам [Крашенинникова, 2019]

Название	Слой	Аномалии потенциальной плотности, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$	Глубина, м	Потенц. темп, $^{\circ}\text{C}$	Соленость, Епс
Субарктическая поверхностная водная масса (СБППВ)	Поверхностный	$\sigma_2 = 27.7 - 36.8$	300 – 400	5 – 20	34.0 – 35.0
Субполярная модальная водная масса (СБПМВ)			100 – 300	26.9 – 27.8	35.5 – 36.2
Исландская промежуточная водная масса (ИПВ)	Промежуточный	$\sigma_2 = 27.5 - 27.8$	600 – 1000	2 – 10	34.9 – 35.1
Лабрадорская промежуточная водная масса (ЛВ)		$\sigma_2 = 36.8 - 37.0$	300 – 1000	2 – 3	< 34.9
Исландско-Шетландская глубинная водная масса (ИШГВ)	Глубинный	$\sigma_0 = 27.5 - 27.8$ $\sigma_{1.5} = 34.64 - 34.69$	480 – 840	2.7 – 3.5	34.92
Датского пролива водная масса (ДПВ)	Придонный	$\sigma_2 = 27.8$ $\sigma_4 = 45.8$	620	0.7 – 1.9	34.84 – 34.87
Антарктическая донная водная масса (ААДВ) или донная водная масса восточного бассейна (ВДВ)		$\sigma_4 > 45.9$	> 4500	-0.5 – 2.2	34.8 – 34.9

До глубины ~ 700 м Северной Атлантики располагаются поверхностные и подповерхностные водные массы [Фалина и др., 2005; Schmitz, McCartney, 1993; Sverdrup et al., 1942; Крашенинникова, 2019] (рис. 1.4). В поверхностной зоне формируются экваториальные (ЭПВ), северотропические (СтПВ), субтропические (СбТПВ) и субполярные (СБППВ) поверхностные водные массы. ЭПВ отличаются от других водных масс низких широт высокой температурой (26–28 $^{\circ}\text{C}$) и пониженной соленостью (33–35 епс).

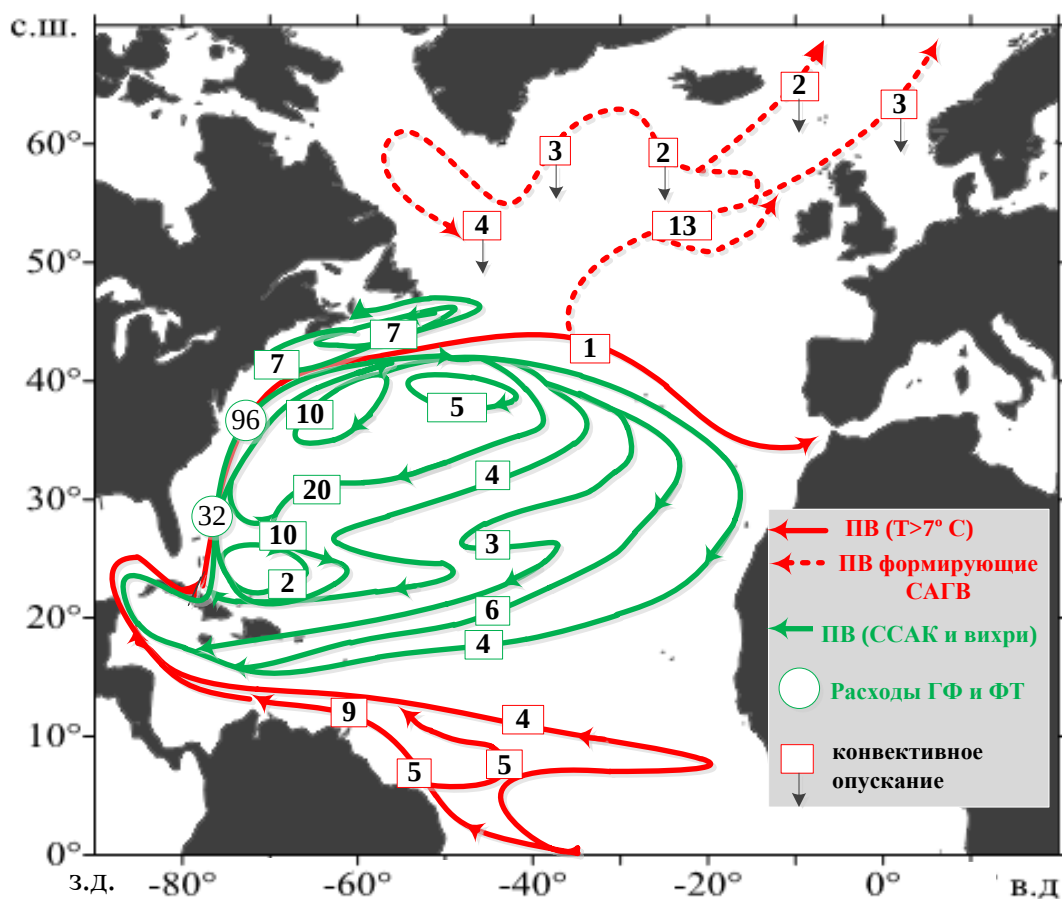


Рисунок 1.4 – Карта распространения поверхностных и подповерхностных вод из [Крашенинникова, 2019]. Переносы в поверхностном слое (температуры более 7°C) [Sverdrup et al., 1942; Schmitz, McCartney, 1993]. Расходы ФТ по [Джиганшин, Крашенинникова, 2009], Гольфстрима по [Джиганшин, Полонский, 2009]. Переносы массы представлены цифрами в Св

Они занимают толщу вод от поверхности до 150–300 м. СтПВ формируются в тропической циклонической макроциркуляционной системе. Толщина занимаемого ими слоя 300–400 м, температура этой водной массы – 18–27 °С, соленость – 34.5–35.5 епс. СбТПВ формируются в Северном субтропическом антициклоническом круговороте до глубин 400–700 м. Границами их по горизонтали служат тропический и субполярный фронты. Им свойственны максимальная для открытого океана соленость (35.0–37.5 епс) и достаточно высокая температура (15–28 °С). Значительные запасы тепла и солей в СбТПВ можно объяснить выносом теплых вод из экваториальных и тропических районов в субтропики, опусканием теплых

поверхностных вод в центральной части Северного субтропического антициклонического круговорота, а также превышением испарения над осадками. СБППВ располагается в умеренных широтах между субполярным и полярным фронтами. Глубина ее залегания – 300–400 м, температура может изменяться от 5 до 20 °С, соленость – 34–35 епс. Субтропическая модальная водная масса (СБТМВ) находится в районе Гольфстрима в Северной Атлантике и называется «18-градусная вода». Зимой формируется часть 18-градусной воды в северной части Северного субтропического антициклонического круговорота. Летом, вследствие прогрева у поверхности, она исчезает везде, кроме подповерхностного слоя, распространяясь на юг, с температурой, близкой к 18 °С. Термин «модальная вода» для водной массы, относящейся к тонкому приповерхностному слою севернее субполярного фронта, предложен в работе [Hanawa, Talley, 2001]. Атлантическая СБТМВ имеет потенциальную температуру 26.5 °С и соленость 36.5 епс.

Отдельно рассмотрим водные массы Центрально-Восточной Атлантики (рис. 1.5). Северные поверхностные воды в Центрально-Восточной Атлантике формируются с участием сильно трансформированных вод Восточно-Атлантической субарктической поверхностной водной массы (ВАСПВ), переносимой сюда поверхностными течениями Северной Атлантики [Красноборо́дько и др., 2020].

Южные поверхностные воды (ЮПВ) формируются с участием тропических вод, проникающих в район с юга в системе прибрежных противотечений. Они также претерпевают значительные трансформации, обусловленные взаимодействием с атмосферой, вследствие этого для них в целом характерна значительная пространственная и сезонная изменчивость и большой разброс *TS*-характеристик (16–29 °С, 34.00–36.70 епс).

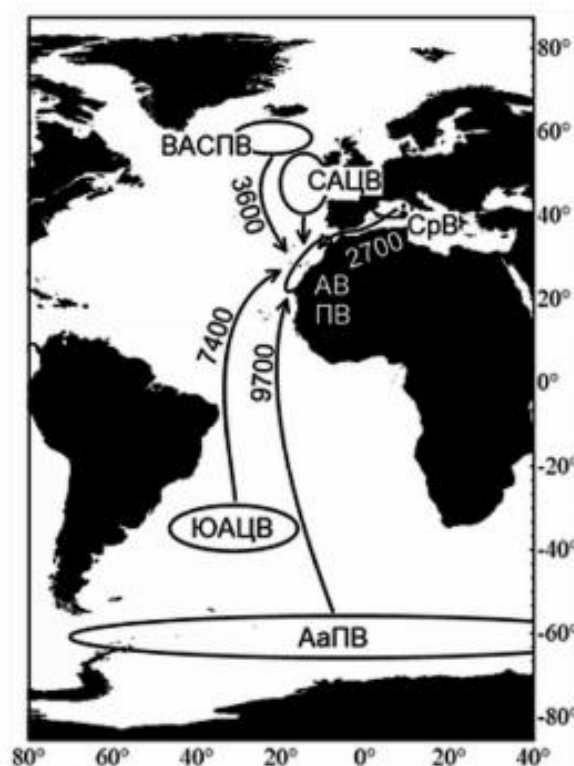


Рисунок 1.5 – Расстояния от районов формирования водных масс к Центрально-Восточной Атлантике, в км по [Краснобородько и др., 2020]

Взаимодействие теплых тропических вод Северной ветви Межпассатного противотечения и вод холодного Канарского течения способствует формированию Сенегало-Мавританского термического фронта (СМФ) [Shnar et al., 2017]. Это естественная граница, разделяющая экваториальную и тропическую поверхностные водные массы. Первая водная масса имела температуру обычно выше 24 °C и простиралась до глубин 80–150 м, а вторая была ниже 22–24 °C и до глубин 150–200 м. За северную границу СМФ принималась изотерма 22 °C, за южную – изотерма 24 °C.

В диапазоне глубин от 100–500...700 м залегают центральные водные массы, представленные в Центрально-Восточной Атлантике двумя основными типами – Северо-Атлантической (САЦВ) (основной) и Южно-Атлантической (ЮАЦВ) (второстепенной) центральными водными массами. Они формируются в субтропических круговоротах обоих полушарий [Pena-Isquerdo et al., 2012]. В пределах САЦВ иногда отдельно выделяют Восточную североатлантическую

центральную водную массу (ВСАЦВ), формирующуюся в Западно-Европейском бассейне [Emery, Meincke, 1986].

На глубине более 700 м важную роль в ЦВА играют антарктические промежуточные (ААПВ) (2–6 °C, 33.8–34.8 епс) и средиземноморские водные массы (СМВ), которые на глубинах свыше 1500 м сменяются Северо-Атлантическими глубинными водами (САГВ).

Северная Атлантика является ключевым районом для общей циркуляции вод Мирового океана. Глобальный межokeанский «конвейер» в Атлантическом океане переносит на юг холодные Североатлантические глубинные воды, формирующиеся в результате глубокой зимней конвекции в субарктической и арктической Атлантике. Компенсационный возвратный поток в верхних слоях океана переносит на север теплые поверхностные воды, преимущественно системой Флоридское – Гольфстрим – Североатлантическим течением [Полонский, 2008; Крашенинникова, 2019]. Сравнительно теплые промежуточные воды средиземноморского и антарктического происхождения поступают в восточный бассейн Субарктической Атлантики из субтропических широт [Johns et al., 2011], дополняя меридиональную циркуляцию вод в Субполярном регионе.

Меридиональная циркуляция Северной Атлантики обуславливает перенос тепла из южных экваториально–тропических широт в северные субполярные широты, определяя, таким образом, климат Западной Европы и Скандинавии. Ослабление или интенсификация меридиональной циркуляции является ключевым фактором, определяющим вариации в климатической системе европейского континента.

Поверхностная циркуляция. Система поверхностных течений Северной Атлантики представлена крупномасштабными круговоротами: Северным тропическим циклонический круговоротом (СТЦК), Северным субтропическим антициклоническим круговоротом (ССАК) и Субполярным циклоническим круговоротом (ССЦК) [Джиганшин, Полонский, 2009; Grist et al., 2010]. Схема поверхностных течений и их расходы, рассчитанные по данным контактных измерений (рис. 1.6.) и реанализа GLORYS12v1 (рис. 1.7, 1.8).

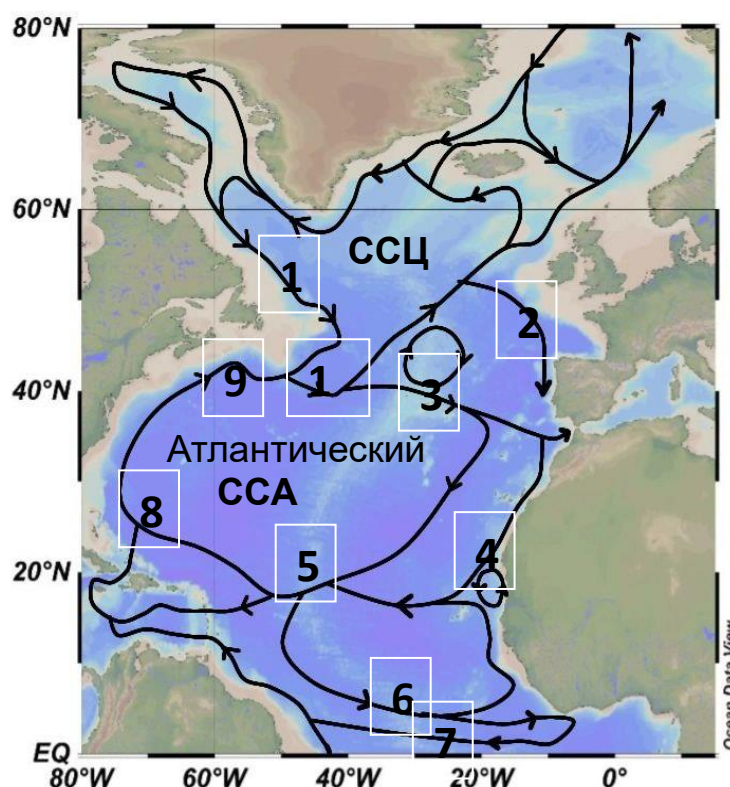


Рисунок 1.6 – Схема поверхностной циркуляции вод в Северной Атлантике [Schmitz, McCartney 1993, Крашенинникова и др., 2021; Малинин и др., 2022]. Цифрами обозначены основные течения: 1 – Лабрадорское течение; 2 – Португальское течение; 3 – Азорское течение; 4 – Канарское течение; 5 – Северное пассатное течение; 6 – Межпассатное противотечение; 7 – Южное пассатное течение; 8 – Флоридское течение; 9 – Гольфстрим; 10 – Североатлантическое течение

ССАК включает в себя на юге – Северное пассатное течение, на западе – течения Флоридское и Гольфстрим, на севере – Азорское и на востоке – Канарское течение. ССЦК включает: Северо-Атлантическое, Ирмингера, Восточно-Гренландское, Западно-Гренландское, Лабрадорское течения [Малинин и др., 2022].

Наиболее мощным течением Северной Атлантики является Гольфстрим (ГФ). ГФ – западное пограничное течение от полуострова Флорида до Большой Ньюфаундлендской банки, формирующееся преимущественно из вод Северного пассатного течения (СПТ).

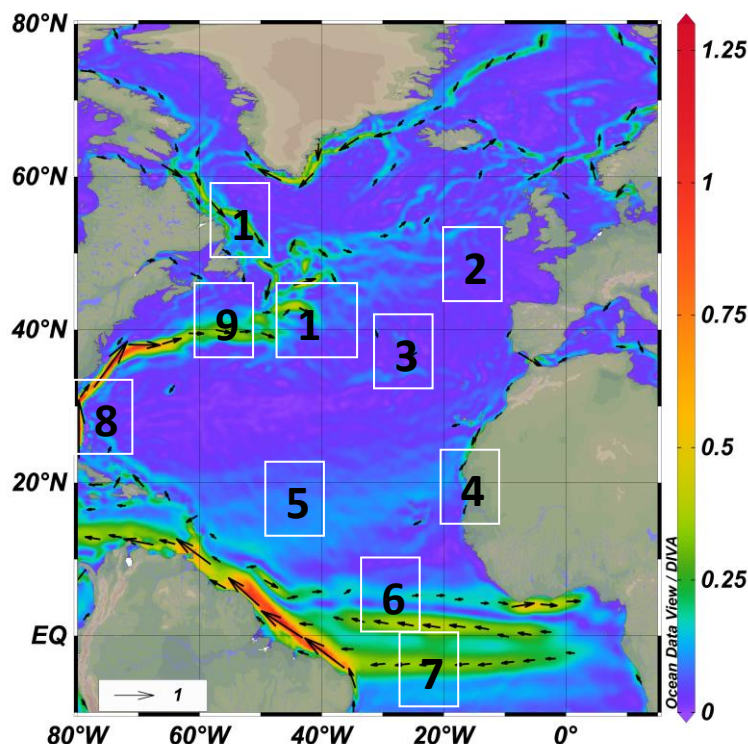


Рисунок 1.7 – Схема среднемноголетней поверхностной циркуляции вод в Северной Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Цифрами обозначены основные течения: 1 – Лабрадорское течение; 2 – Португальское течение; 3 – Азорское течение; 4 – Канарское течение; 5 – Северное пассатное течение; 6 – Межпассатное противотечение; 7 – Южное пассатное течение; 8 – Флоридское течение; 9 – Гольфстрим; 10 – Североатлантическое течение

Система поверхностных течений Тропической Атлантики подробно представлена в работе [Brandt et al., 2023] (рис. 1.9). Северное экваториальное (пассатное) течение (в зарубежной литературе NEC), распространяется между 10–20° с.ш. и имеет северо-западное направление. Северное Бразильское течение (СБТ (в зарубежной литературе NBC)), распространяющееся вдоль берега Южной Америки с 5° ю.ш. в северо-западном направлении, пересекает экватор. В него вовлекаются воды реки Амазонки – одной из самых крупных рек Южной Америки. В районе между 5–10° с.ш. 40–50° з.д. от NBC ответвляется Северное экваториальное противотечение (в зарубежной литературе NECC), распространяющееся с запада на восток.

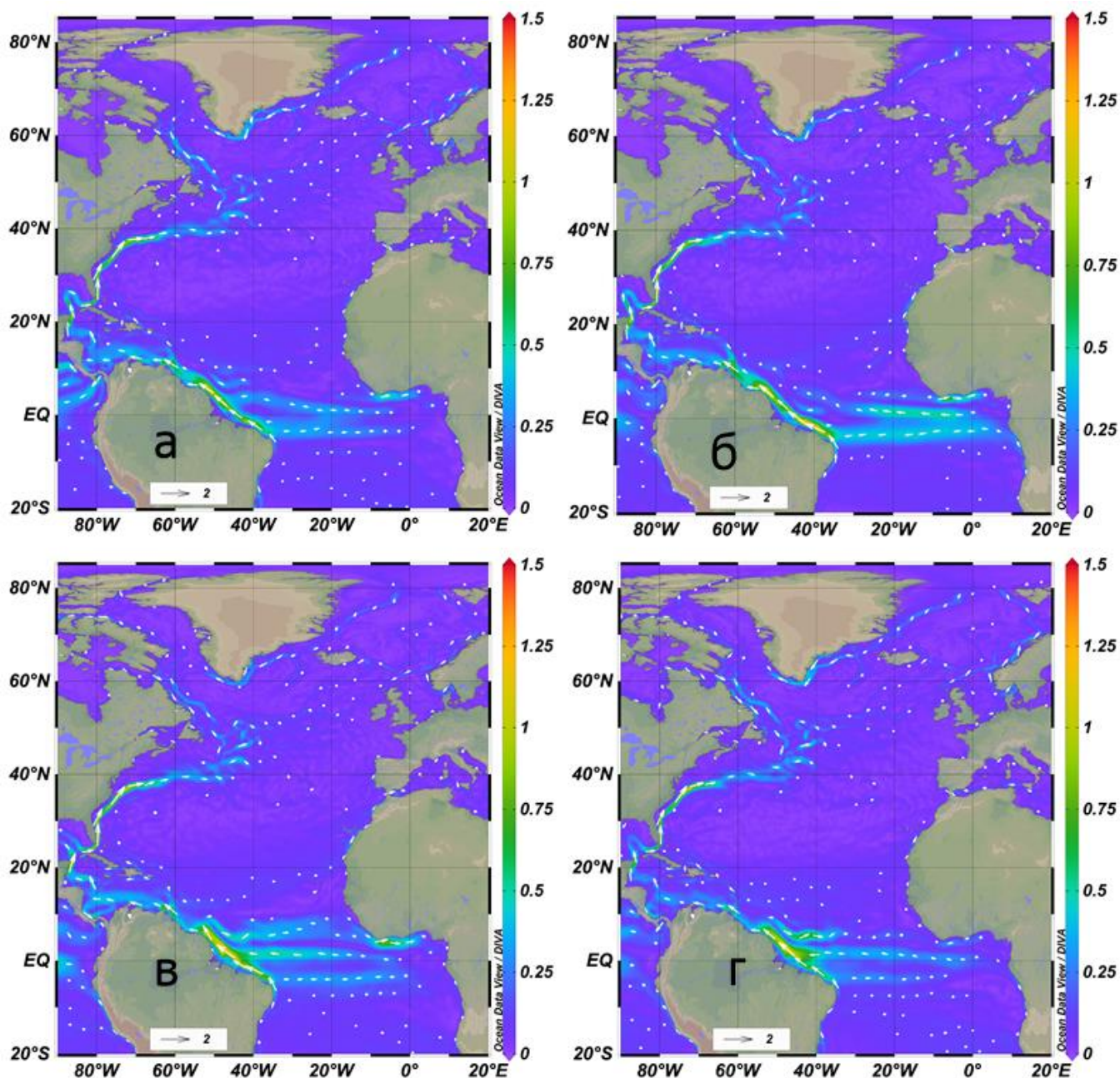


Рисунок 1.8 – Схема поверхностной циркуляции в разные сезоны 2000–2022 гг.: зимой (а), весной (б), летом (в), осенью (г) в Северной Атлантике по реанализу *GLORYS12v1*. Цветом – скорости течений в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, стрелки – направления течений

В отечественной литературе NECC называют Межпассатным противотечением (МПТ) [Булгаков и др., 1993]. Северная полоса Северного экваториального противотечения (nNECC) существует в диапазоне 8° – 10° с.ш. nNECC переносит богатую кислородом воду из южного полушария на восток, но с примесью воды из северного полушария [Stramma et al., 2005].

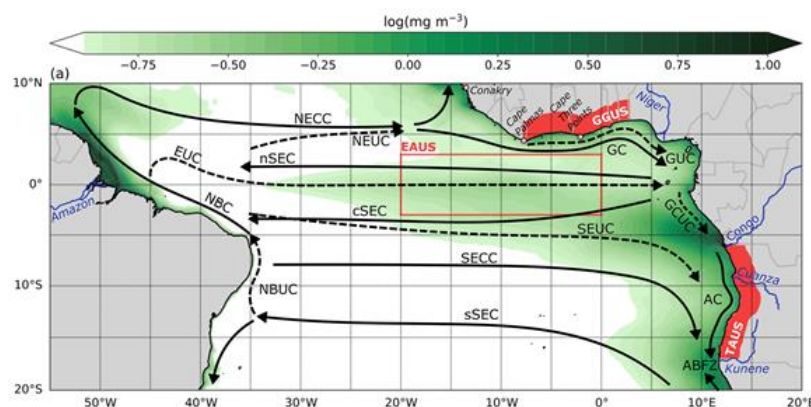


Рисунок 1.9 – Схема поверхностной циркуляции вод в Тропической Атлантике [Brandt et al., 2023]. NECC – Северное экваториальное противотечение; NEUC – Северное экваториальное подповерхностное течение; GUC – Гвинейское подповерхностное течение; GC – Гвинейское течение; NBUC – Северо-Бразильское подповерхностное течение; NBC – Северо-Бразильское течение; EUC – экваториальное подповерхностное течение (nSEC, cSEC, sSEC) – северное, центральное, южное ответвления Южного экваториального течения; SEUC – Южное экваториальное подповерхностное течение; SECC – Южное экваториальное противотечение; GCUC – Габонско-Конголезское подповерхностное течение; AC – Ангольское течение; ABFZ – Фронтальная зона Ангола-Бенгела. EAUS – Экваториальная атлантическая система апвеллинга; GGUS – Система апвеллинга в Гвинейском заливе; TAUS – тропическая система апвеллинга в Анголе. Цветом показаны усреднённые концентрации хлорофилла-*a* из *Copernicus-GlobColour* за 1998–2020 гг.

Поплавок на глубине 200 м распространялся на восток в Северном экваториальном подповерхностном течении (NEUC), на 28° з.д. он сместился на север в *nNECC*, а затем был захвачен в районе Гвинейского купола более чем на 3 года. Модель указывает область обмена (22° – 32° з.д.) между полосами *NECC/NEUC* и *nNECC*. Северная ветвь Южного пассатного течения (*nSEC*) распространяется с востока на запад в районе 2° с.ш. Южное пассатное течение – занимает полосу примерно 2° с.ш.–20° ю.ш. Южное пассатное течение (ЮПТ), наталкиваясь на выступ Южной Америки раздваивается. Северная его часть проходит вдоль берегов

Гвианы на северо-запад, образуя Гвианское течение (ГТ). Южная ветвь СПТ входит в Карибское море и попадает в Мексиканский залив, создавая постоянный нагон вод. В результате, в Мексиканском заливе образуется Флоридское течение (ФТ), которое через Флоридский пролив попадает в открытый океан. Выйдя из Флоридского пролива, ФТ поворачивает на север вдоль материкового склона. ФТ характеризуется скоростями более $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в поверхностном слое и среднегодовым расходом 32 Св [Крашенинникова, 2019].

Недалеко от Багамских островов происходит слияние ФТ с Антильским течением, которое распространяется на север вдоль восточного берега Кубы и имеет расход 5–20 Св [Суховей, Рубан, 2011; Lee et al., 1996; Johns et al., 2008; Meinen et al., 2019]. После соединения Флоридского с Антильским течением расход Гольфстрима увеличивается и достигает наибольшего своего значения – 147 Св. Гольфстрим следует вдоль континентального склона до м. Гаттерас, где он отходит от него, поворачивает на северо-восток к о. Ньюфаундленд и прослеживается до глубин 1000 м. Среднегодовое значение расхода Гольфстрима по результатам работ разных авторов представлены в табл. 1.4.

Таблица 1.4 – Среднегодовые расходы Гольфстрима по разным типам данных, полученных разными авторами

Название	Годы	Расход, Св ($10^6 \cdot \text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$)	Тип данных	Авторы
Гольфстрим	1950–2010	94–99	CTD	[Джиганшин, Полонский, 2009]
Гольфстрим	1986–1988	94	CTD	[Leaman et al. 1989]
Гольфстрим на 60°з.д.	1988–1990	150	CTD	[Hogg 1992]
Гольфстрим на 60°з.д.	2012–2017	150	CTD, ADCP	[Muglia et al., 2020]
Гольфстрим на 60°з.д.	6.1988–8.1990	113 ± 8 Св	Измерители течений	[Johns et al., 1995]
Гольфстрим на 68°з.д.	1990–2005	103–106	Измерители течений	[Hall, Bryden, 2008]
Гольфстрим на м. Хаттерас	4.2015–1.2020	54.5 ± 1.7 , 57.3 ± 1.9	Glider	[Heiderich, Todd, 2020]
Гольфстрим на 68°з.д.	2004–2009 2003–2013	69.9 ± 4.2 , 75.6 ± 4.7	glider, CTD и LADCP	
Средний расход, Св	1950–2020	101.5 ± 31.3		

Юго-восточнее Ньюфаундленда Гольфстрим встречается и смешивается с холодными поверхностными водами Лабрадорского течения (ЛТ). Гольфстрим поворачивает около мыса Гаттерас (35° с.ш., 75° з.д.), где шельф Северной Америки резко расширяется. В этом районе – дельты Гольфстрима, происходит разделение ГФ на ряд ветвей, образующих систему Северо-Атлантического течения (САТ) и целого спектра вихрей различного масштаба. Одна из ветвей САТ, образующаяся из течения склоновых вод и ЛТ, следует прямо на север к пр. Девиса. Основная ветвь САТ, которая является прямым продолжением ГФ, вначале идет параллельно северной ветви, а затем, достигнув 60° с.ш. и 40° з.д., она поворачивает на северо-восток. Южнее Исландии от САТ ответвляется течение Ирмингера (ИТ). Основная часть САТ переходит порог Томсона и входит в Норвежское море под названием Норвежского течения (НТ). Интегральный среднегодовой расход САТ в районе, прилегающем к Ньюфаундлендской банке с востока по данным измерений за 1993–1995 гг., составил в среднем 131 ± 41 Св [Meinen, 2001].

Последними ветвями системы Гольфстрим являются Нордкапское течение, проходящее в южной части Баренцева моря и Шпицбергенское течение, пополняющее глубинную прослойку атлантических вод в Северном ледовитом океане (СЛО). Южная ветвь САТ вначале следует на восток вдоль $42\text{--}45^{\circ}$ с.ш. После пересечения Срединного Атлантического хребта она отклоняется к югу как Португальское течение (около 12 Св), которое дает начало холодному Канарскому течению (КТ) ($10\text{--}15$ Св) [Arhan et al., 1994], медленно несущему свои воды на юг вдоль берегов Африки. Есть также мнение, что Азорское течение (АзТ), направленное на восток, (основное рециркуляционное течение в восточной части Северного субтропического антициклонического круговорота), поворачивает на юг, разделяясь на несколько ветвей, самая восточная ветвь становится Канарским течением [Stramma, Müller 1989; Zenk et al., 1991]. Канарское течение течет на юг параллельно африканскому побережью (4.7 ± 0.8 Св на широте Канарских островов, от африканского побережья до 19° з.д.) и рециркулирует во внутренний океан примерно в $20\text{--}25^{\circ}$ с.ш., то есть вблизи островов Зеленого Мыса оно поворачивает на запад. Именно здесь формируется мощное и очень устойчивое Северное Пассатное

течение (СПТ), основная струя которого в полосе $10\text{--}20^\circ$ с. ш. пересекает весь океан в западном направлении. При этом расход его достигает $40\text{--}50$ Св. СПТ течет к северу от фронтальной зоны Кабо-Верде (CVFZ) [Stramma, Müller, 1989], которая разделяет североатлантические центральные воды (NACW) от южноатлантических центральных вод (SACW) [Zenk et al., 1991]. Поверхностные течения не пересекаются к югу от CVFZ, которая представляет собой границу между вентилируемым субтропическим круговоротом и «теновой зоной» [Luyten et al., 1983].

Канарское течение переносит чистый NACW на юг. СПТ переносит смесь NACW и SACW в результате северной адвекции SACW далеко за пределы фронтальной зоны Кабо-Верде и образует второй фронт.

Около Антильских островов Северное Пассатное течение разделяется на 2 ветви: южная ветвь, как уже говорилось выше, входит в Карибское море, а северная следует вблизи восточных берегов Кубы на север. В результате получаем замкнутый Северный субтропический антициклонический круговорот в пределах широтной зоны $15\text{--}45^\circ$ с.ш. [Артамонов и др., 1987; Суховой, Рубан, 2011; Малинин, 2012; Крашенинникова, 2019].

Следует отметить, что средние оценки расходов течений, полученные разными авторами, а также оценки переносов тепла этими течениями могут значительно отличаться. Расход Гольфстрима может изменяться почти вдвое [Барышевская, 1990], САТ – в 5–6 раз [Малинин, 2012], причем количество тепла, переносимого САТ, вообще может меняться в 8 раз.

Важную роль в Северной Атлантике могут играть вихри синоптического масштаба, увеличивающиеся в западном направлении [Didden, Schott, 1993], с которыми, как правило, связана неоднородность течений. Крупные, вызываемые вихрями рециркуляции на глубине существуют как к северу, так и к югу от Гольфстрима, вносят $20\text{--}40$ Св в общий перенос. Меньшие ячейки рециркуляции в верхних слоях океана также наблюдались сразу после точки отрыва Гольфстрима в районе мыса Хаттерас [Csanady, Hamilton, 1988].

Средние по ансамблю дрейфтерных наблюдений векторы течений Северной Атлантики представлены на рис. 1.10. Видно, что на фоне относительно небольших

скоростей течений океана, ~ 10 см/с, заметно выделяется область океана, в которой скорости гораздо больше. Эта область – Гольфстрим. Скорости течений здесь уменьшаются с юга на север, от 1 до $0.5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В южной части Гольфстрим имеет ширину около 100 км, а в северной – более 300 км. Течение Гольфстрим довольно устойчиво по направлению, во всяком случае, в основной его части, южнее 38°с.ш. (рис. 1.10).

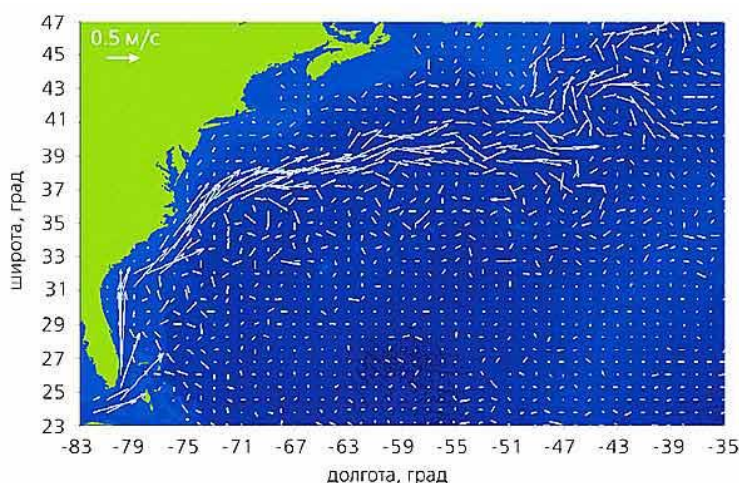


Рисунок 1.10 – Средние по ансамблю дрейферных наблюдений векторы течений. Область Гольфстрима со скоростями течений $0.5\text{--}1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ по [Бондаренко, Жмур, 2007]

Продолжением пассатных течений на западе океана являются теплые течения – Антильское, Гвианское, Бразильское. Кроме того, пассаты нагоняют на берег Америки теплые поверхностные воды, уровень океана повышается и образуются теплые струйные противотечения.

В течение года наблюдается перенос вод в северо-западном направлении вдоль северо-восточного побережья Южной Америки. Этот перенос вод в Северное полушарие осуществляется Гвианским течением (ГТ) до $50\text{--}55^\circ$ з.д. и далее в Карибское море – Антильским течением (АТ).

Межпассатное противотечение (МПТ) граничит с Северным и Южным пассатными течениями. Источником Межпассатного противотечения (МПТ) являются воды ГТ и СПТ, которые разворачиваются на западе Тропического антициклонического круговорота Южного полушария и Тропического

циклонического круговорота Северного полушария. Оно находится между 4 и 9 °с.ш. и его расход в 1970 г. был 23 Св. Это противотечение западной струей разделяется на две части [Богуславский и др., 2007]. С июня по январь МПТ распространяется от берегов Америки к берегам Африки в виде одной струи, его расход в это время достигает 36 Св. Так как МПТ переносит с запада на восток до 30°з.д. более теплую воду, то границы этого течения на западе океана оконтурены изолиниями более высокой ТПО. Похожая картина очертания изотерм в этом широтном поясе отмечается и в восточной половине океана, что можно частично объяснить относительно высоким тепловым бюджетом этого района океана [Тимофеев, 1970].

Зимой ГТ частично разворачивается с водами циклонического круговорота формирует Экваториальное противотечение – Течение Ломоносова (ТЛ). Основной поток ГТ следует далее. В районах 50–53° з.д. он переходит в АТ и проникает в Карибское море. Северо-восточный перенос вод антициклонического круговорота через экватор до африканского побережья отмечается в районе 25 °з.д. Восточнее этой долготы дополнительным источником ТЛ являются воды антициклонического круговорота с центром 5° ю.ш., 10° з.д. В этот сезон МП ослабевает и формируется преимущественно водами циклонического круговорота.

Во все сезоны года течения Гольфстрим, Флоридское и Канарское устойчивы (рис. 1.8). Весной воды от Канарских островов распространяются в юго-западном направлении почти до восточных берегов Южной Америки, то в остальные сезоны они движутся, изменяя направление на западное и юго-западное. Воды южной ветви ГФ переносятся в противоположную ему сторону и достигают Антильских островов, изменяя направление движения от сезона к сезону. Воды, входящие через южную границу области между 0–10° з.д., достигают только 22° з.д. летом, восточных берегов Южной Америки – в осенне-весенний период [Климок, Фридрих, 1989].

Ветро-волновые условия. Зимой на севере Атлантического океана формируется замкнутая область пониженного давления – Исландский, или Северо-Атлантический, минимум. Его взаимодействие с расположенным у 30-й параллели

Азорским (Северо-Атлантическим) максимумом создаёт преобладающий западный ветровой поток.

Летом область высокого давления сохраняется только над ледяным щитом Гренландии, над материками устанавливаются центры низкого давления, Исландский минимум ослабевает. Западный перенос остаётся главным циркуляционным процессом в умеренных и высоких широтах, но он выражен не так интенсивно, как в зимнее время.

В тропической зоне Атлантического океана находится внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) – штилевая зона между северо-восточным и юго-восточным пассатами [Bryne et al., 2018; Малинин, Вайновский, 2021]. ВЗК является важнейшей составной частью прямой циркуляционной ячейки Хэдли (30° с.ш.– 30° ю.ш.), которая в низких широтах полностью определяет закономерности и изменчивость процессов взаимодействия океана и атмосферы. В зоне ВЗК происходит максимальный вертикальный влагообмен, который состоит из двух взаимно-противоположных процессов: испарения с поверхности океана и осадков, выпадающих на его поверхность. Динамика ВЗК, существенно влияет на изменчивость термогидродинамических полей в Атлантическом океане [Андросович, Шапиро, 1991]. Сезонная изменчивость океанических полей в Тропической Атлантике обусловлена широтными смещениями ВЗК. Внутритропическая зона конвергенции смещается от самого южного положения в конце зимы до самого северного в начале осени. Наиболее сильно это проявляется в августе-сентябре. Граница ВЗК может достигать до 23° с.ш. в летний период [Малинин, Вайновский, 2021] (рис. 1.11).

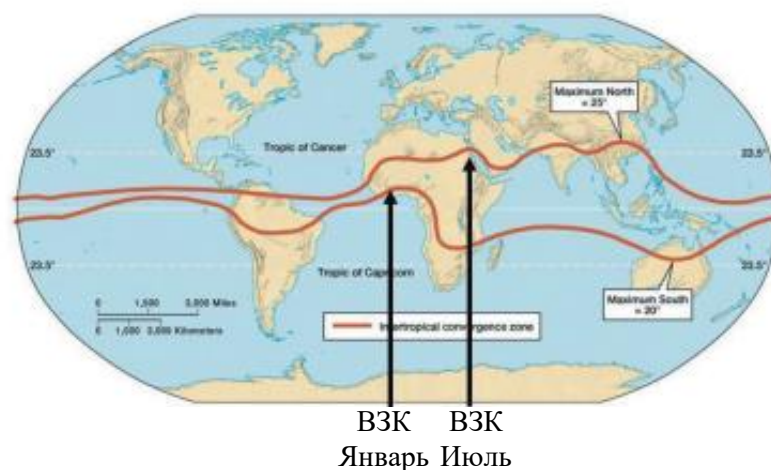


Рисунок 1.11 – Положение границы ВЗК зимой и летом по
[Малинин, Вайновский, 2021]

Ширина и сила ВЗК изменяются с потеплением, что представляет собой важную проблему в динамике климата [Bjorne et al., 2018]. Ширина ВЗК и сила тропической циркуляции значительно изменились за последние десятилетия [Wodzicki, Rapp, 2020]. В результате происходит сужение ВЗК и усиление количества выпадающих здесь осадков, однако причины этого недостаточно известны [Bjorne et al., 2018].

На фоне сезонной изменчивости в Тропической Атлантике выделяются более высокочастотные процессы. Короткопериодные флуктуации в океанических полях генерируются синоптическими процессами в атмосфере, в частности, волновыми процессами в окрестности ВЗК. Некоторые возмущения, генерируемые над Африкой, могут пересекать весь океан, и проявляться в западной части Атлантики. Согласно спутниковой информации облачности можно проследивать постоянное перемещение вихрей, которые не выходят за пределы ВЗК. Помимо колебаний, которые могут распространяться с востока на запад, имеются такие, которые могут распространяться на восток [Андросович и др., 1994].

Характерной особенностью ветро-волновых процессов в океане является их значительная пространственно-временная изменчивость, обусловленная наложением и взаимодействием большого числа факторов, формирующих особенности ветро-волнового режима в Атлантике. Изучению изменчивости этих процессов в океане

посвящено большое количество работ [Бирман и др., 1980; Бабич и др., 1984]. Тем не менее многие вопросы еще остаются открытыми. При исследовании статистической структуры ветро-волновых процессов обычно выделяют три временных интервала изменчивости: интервал квазистационарной изменчивости, охватывающий порядка 20–60 минут; интервал синоптической изменчивости, охватывающий период от нескольких суток до месяца (внутримесячная изменчивость); годовой ход и интервал изменчивости от 1 года до нескольких десятков лет (климатическая изменчивость) [Абузьяров, 2013].

Изучению атмосферных процессов над акваторией Северной Атлантики, в том числе траекториям циклонов, посвящены работы [Никольская и др., 1978; Blender et al., 1997; Hoskins, Hodges, 2005]. В ранних работах разработана типизация синоптических ситуаций, при которых скорости ветра над океаном достигают опасных и особо опасных значений [Никольская и др., 1978]. Исследуется роль атмосферных синоптических процессов в формировании экстремального волнения в Северной Атлантике, описывается динамика зон опасного волнения и приводятся примеры численного моделирования штормового волнения в океанах [Нестеров, 2015]. По данным моделирования ветровых волн и характеристик приводного ветра проводилось исследование средних и экстремальных величин значимых высот волн в Северной Атлантике в зимний сезон (январь) в период 1979–2010 гг. [Маркина, Гавриков, 2016]. За исследуемый период времени (1979–2010 гг.) на большей части акватории Северной Атлантики не наблюдалось статистически значимых линейных трендов высот ветровых волн (как средних, так и экстремальных), за исключением восточной части Субтропической Атлантики, где обнаружен значимый отрицательный тренд 1 см в год. Для средней скорости ветра наблюдается хорошее совпадение между реанализом и атмосферной моделью: положительные тенденции в центральной части Северной Атлантики ($\sim 3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ в год) и отрицательные в субтропической зоне ($\sim 3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ в год). В экваториальной зоне Гвинейского залива ураганы не формируются. Причиной является слишком тонкий квазиоднородный слой.

Реки. На Тропическую Атлантику приходится 32 % мирового речного стока [Dai, Trenberth, 2002]. Самые крупные реки тропической Атлантики: р. **Амазонка**, р. **Миссисипи** (впадает в Мексиканский залив), р. **Конго**, р. **Нигер** и др. В западной части Тропической Атлантики основной источник пресной воды поступает из реки р. **Амазонка** (0.5° с.ш.– 50.5° з.д.), р. **Ориноко** (9.5° с.ш.– 61.5° з.д.), р. **Сан-Франциско** (10.5° ю.ш.– 37.5° з.д.) и р. **Параиба-ду-Сул** (21.6° ю.ш.– 41.0° з.д.) (рис. 1.12, табл. 1.5).

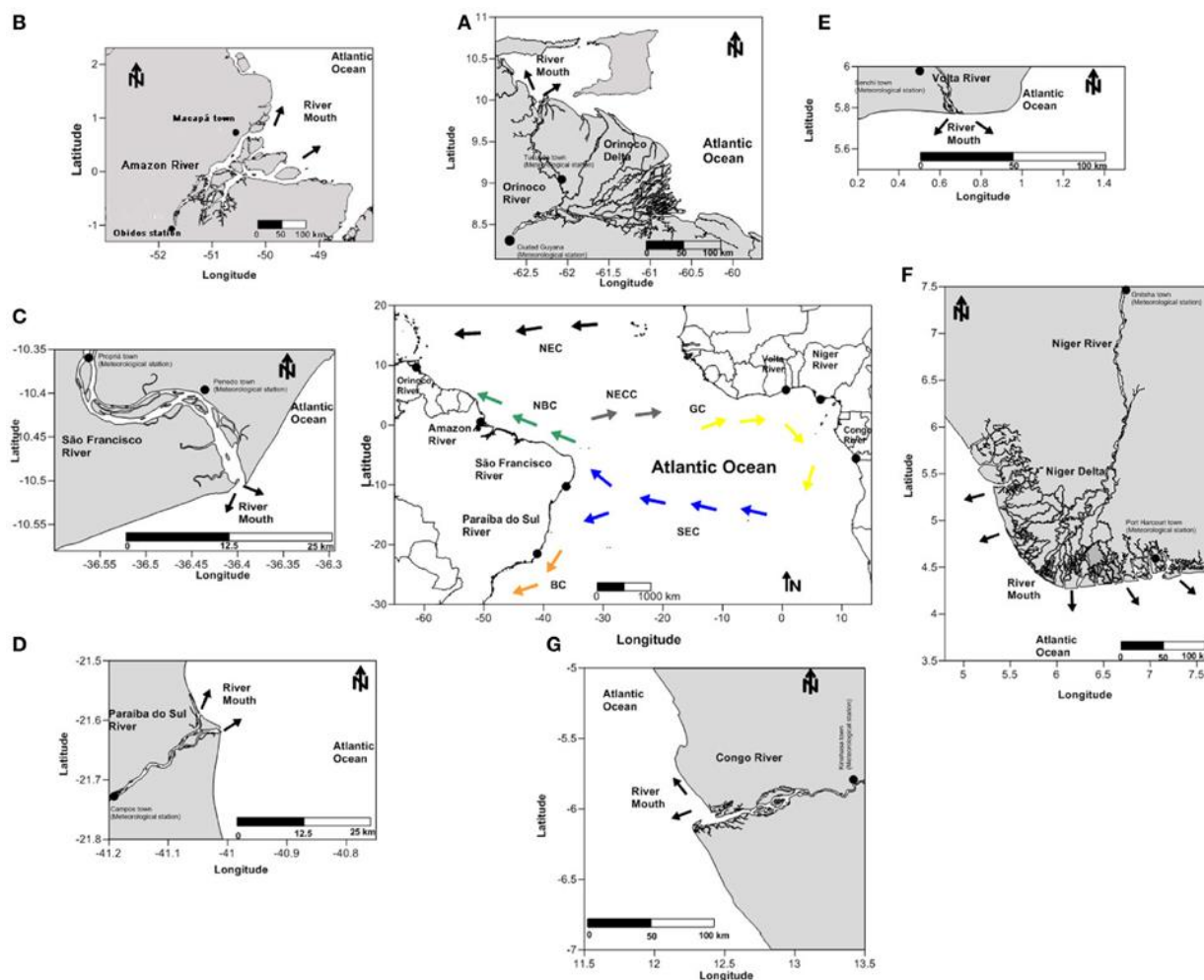


Рисунок 1.12 – Расположение участков, обозначающих устья рек А – Ориноко, В – Амазонки, С – Сан-Франциско, D – Параиба-ду-Сул (Южная Америка), Е – Вольты, F – Нигера, G – Конго (Африка) по [Araújo et al., 2014]. Черные точки обозначают метеостанции. Стрелки указывают направления течений Бразильского течения (BC), Северного Бразильского течения (NBC), Гвинейского течения (GC), Южного экваториального течения (SEC), Северного экваториального противотечения (NECC) и Северного экваториального течения (NEC)

Таблица 1.5 – Характеристика рек тропической Атлантики по
[Araujo et al., 2014]

Параметры	Пространственные		Размер		Временной	
	Восточные реки (Оринокко, Амазонка, Сан Франциско, Параиба-ду-Сул)	Западные реки (Вольта, Нигер, Конго)	Большие реки (Оринокко, Амазонка, Конго)	Малые реки (Сан Франциско, Параиба- ду-Сул)	Влажный период	Сухой период
Расход, $\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$	52870	15236	82954	2082	49490	26681
Температура, $^{\circ}\text{C}$	26.8	27.4	27.2	26.9	27.5	26.8
Солёность, епс	6.9	11.1	6.5	10.3	6.5	10.3

Устья экваториальных рек являются особыми морскими системами из-за совместного действия течений в западной части Атлантического океана, пассатов, приливных колебаний и сброса континентальных вод [Silva et al., 2010].

Амазонка обладает самым большим расходом в мире (0.2 Св), формируя основную зону низкой солёности в западной тропической Атлантике. Ее шлейф простирается до 1000 км на северо-восток. По оценкам [Morozov et al., 2024], его ширина — 170–400 км, глубина опреснения — 50–100 м. Перенос пресной воды в шлейфе (0.02 Св) на порядок меньше среднего речного стока. Из-за сезонных сдвигов зоны конвергенции пассаты преобладают на юго-востоке (июнь–ноябрь) и северо-востоке (декабрь–май), способствуя переносу вод Амазонки через экватор. В межень океанические течения также разносят запасы пресной воды. Распространение амазонских вод у берегов Бразилии может контролироваться океанической циркуляцией [Masson et al., 2001; Krashenninnikova et al., 2023].

Крупнейший сток в восточной тропической Атлантике дают реки Конго ($5,5^{\circ}$ ю.ш.– $12,5^{\circ}$ в.д.), Нигер ($5,5^{\circ}$ с.ш.– $6,5^{\circ}$ в.д.) и Вольта ($6,5^{\circ}$ с.ш.– $0,5^{\circ}$). Сток Конго взаимодействует с береговым апвеллингом, повышая продуктивность [Dale et al., 2002] и переносится на север Бенгальским течением или на запад ветвью Южно-Экваториального течения [Hardman-Mountford et al., 2003]. Реки Нигер и Вольта расположены в Гвинейском заливе у западного побережья Африки.

Среднегодовой расход воды из эстуариев Бразилии колебался между 0.04 – 0.24 Св, что составляло $8112 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$ в Атлантический океан. Река Амазонка

обеспечивает наибольший объем ($5413 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$), за ней следуют реки Конго ($1263 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$) и река Ориноко ($1170 \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$) [Araújo et al., 2014]. Расход реки Амазонки достигал 0.12 Св [Богуславский и др., 2007].

1.2 Черное море.

Географическое положение. Черное море является внутренним морем Атлантического бассейна. Проливом Босфор оно соединяется с Мраморным морем, далее через пролив Дарданеллы – с Эгейским и Средиземным морями. Керченским проливом соединяется с Азовским морем. С севера в море глубоко врзается Крымский полуостров (рис. 1.13).



Рисунок 1.13 – Положение Черного моря

На северо-западе Крымский полуостров омывают воды Каркинитского залива Черного моря, а на северо-востоке – Сиваша. Крымский берег здесь сильно изрезан, заливами типа лиманов. Западная часть Крыма образует Тарханкутский п-ов, заканчивающийся мысом Тарханкут. Южнее Тарханкутского полуострова на западном берегу располагается Каламитский залив. Восточную часть Крыма образует Керченский полуостров. На востоке Крыма в районе перешейка

Керченского полуострова – Феодосийский залив. Южное побережье отличается сравнительно малой изрезанностью.

Максимальная глубина Черного моря – 2210 м, средняя глубина – 1240 м, площадь – 422000 км².

Водные массы. Черное море — глубоководный бассейн с вертикальной слоистостью, ограничивающей обмен вод между поверхностью (верхние 100 м) и глубиной [Stanev, 2005]. Высокий градиент солёности ниже 60 м лимитирует зимнюю конвекцию, определяя толщину поверхностного слоя. У берегов, особенно на северо-западе и у юго-восточного Крыма, в поверхностном слое присутствуют трансформированные воды речного стока и Азовского моря.

Ниже залегает холодный промежуточный слой (ХПС), формирующийся зимой в северо-западной и западной частях моря. В его ядре солёность составляет 18.3–19.5 ‰, температура — 6.4–7.0 °С, к концу лета в центре круговоротов она может повышаться до 7.5–8.0 °С.

Классификация вод от 150 м до дна неоднозначна: одни выделяют единую глубинную массу, другие — промежуточную (до 800–1000 м) и глубинную (1000 м – дно). Холодная промежуточная вода (ХПВ) с температурой ниже среднегодовой формируется из-за устойчивой стратификации и служит границей между поверхностными и глубинными водами. Вопрос формирования и классификации глубинных вод остается недостаточно изученным.

Вопрос о формировании и классификации вод Черного моря на больших глубинах остается недостаточно изученным.

Поверхностная циркуляция. Схема поверхностных течений в Черном море по обобщенным оценкам разных авторов с указанием ее основных циркуляционных звеньев представлена на (рис. 1.14).

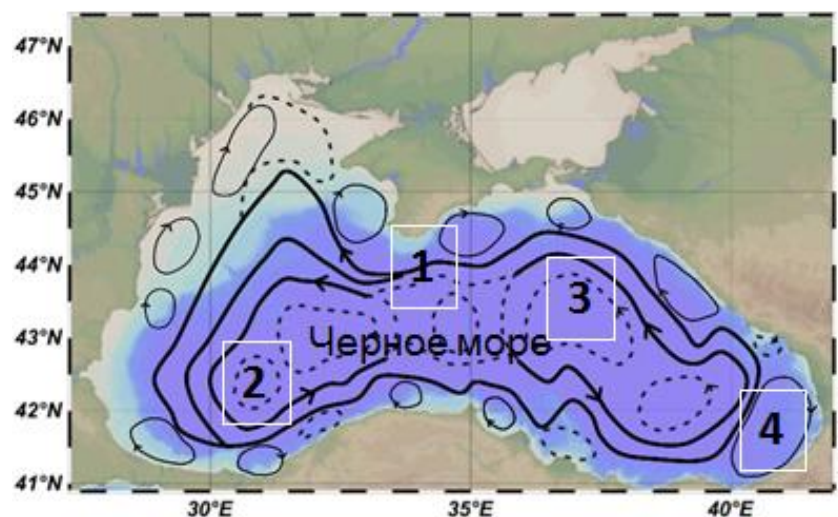


Рисунок 1.14 – Схема поверхностной циркуляции Черного моря по [Murray et al., 1989, Staneva et al., 2001, Korotaev et al., 2003; Oguz et al., 2006]. Цифрами обозначены: **1** – Основное черноморское течение (ОЧТ); **2** – Западное ядро циклонического круговорота; **3** – Восточное ядро циклонического круговорота; **4** – Батумский антициклон

Среднемноголетнее распределение поверхностной циркуляции Черного моря, а также за отдельные сезоны по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2021 гг. показаны на (рис. 1.15, 1.16). Среднемноголетние поля потенциальной температуры, солёности, потенциальной плотности за 2000–2021 гг. приведены в (**Приложении В**).

Основным течением в Черном море является Основное черноморское течение (ОЧТ) [Блатов и др., 1984]. Направление его скорости имеет циклонический характер.

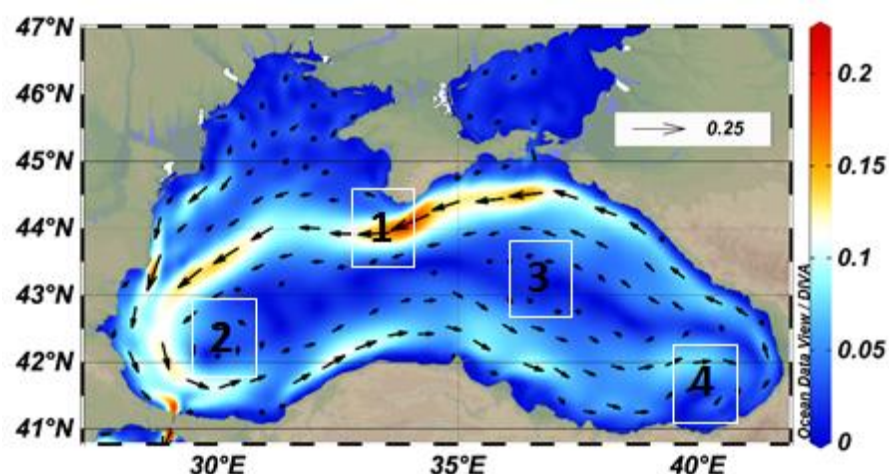


Рисунок 1.15 – Схема среднемноголетней поверхностной циркуляции Черного моря по реанализу *GLORYS12v1* за 2000 – 2022 гг. Цветом – скорости течения в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, стрелками – направления течений. Цифрами обозначены: **1** – Основное черноморское течение (ОЧТ); **2** – Западное ядро циклонического круговорота; **3** – Восточное ядро ЦК; **4** – Батумский антициклон

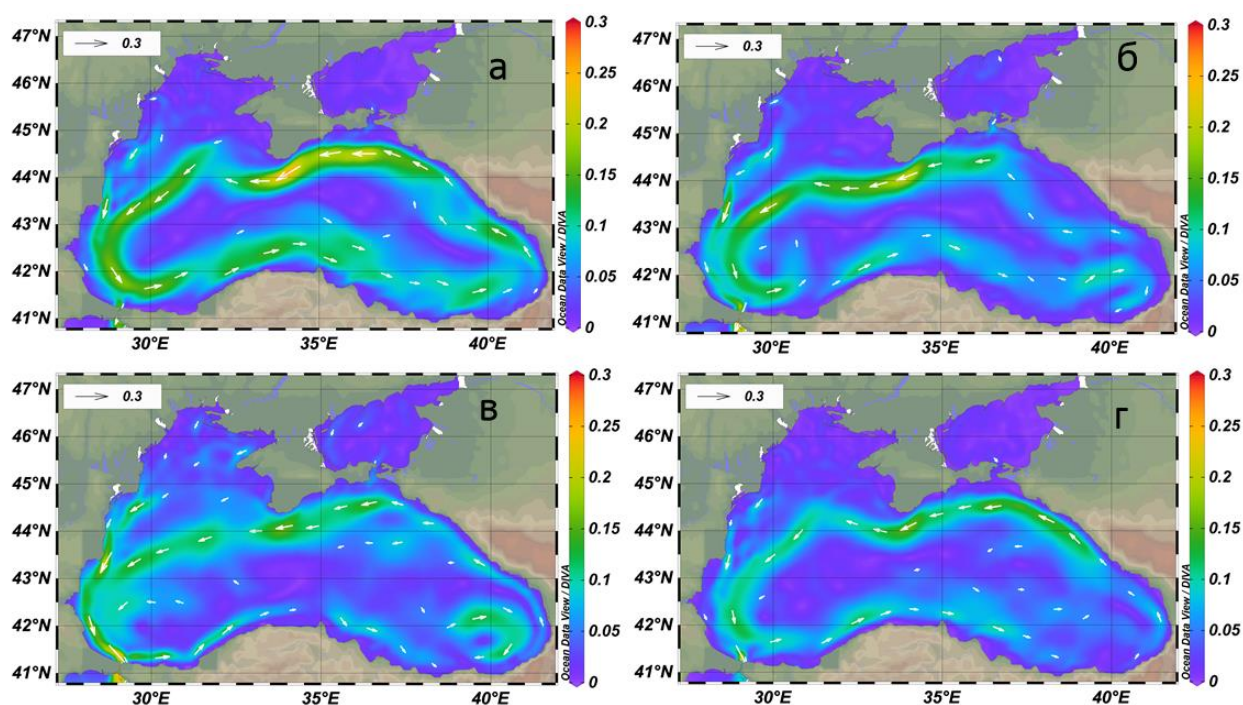


Рисунок 1.16 – Схема среднемноголетней поверхностной циркуляции зимой (а), весной (б), летом (в), осенью (г) в Азово-Черноморском регионе по реанализу *GLORYS12v1* в разные сезоны 2000–2022 гг. Цветом – скорости течения в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, стрелками – направления течений

ОЧТ расположено в основном в 20–50 км от берега до изобаты 1000 м, в юго-восточной части моря отклоняется в глубоководную зону. Участки с узким шельфом (Крым, Кавказ, Анатолия) – 15–20 км от берега; у ЮБК, Синопского п-ова и Гудаутской банки – 30–40 км; на Керченско-Таманском и Болгарском шельфах, вблизи устьев рек Кизил-Ирмак и Ешиль-Ирмак – 60–80 км [Иванов, Белокопытов, 2011]. В отдельные сезоны ОЧТ выделяется по термохалинным характеристикам: весной – по градиентам солености, зимой – по температурному контрасту с холодными водами шельфа [Иванов, Белокопытов, 2011].

Основные характеристики ОЧТ представлены в табл. 1.6.

Таблица 1.6 – Основные характеристики Основного черноморского течения по разным типам данных и оценкам разных авторов

Месяцы	Годы	Часть течения	Часть Черного моря	Скорость течения, $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$	Расход, Св	Тип данных	Авторы
1–12				30–40		АБС	Титов, 1991; Богуславский и др., 1995
1–12				40–60		АБС	Иванов и др., 1994
1–12				140		АБС	Титов, 1991
1–12		стрежень		10–100			Silkin et al., 2021
		стрежень		50–100		Модели	Staneva, Dietrich et al, 2001; Демьшев, 2011
1–3		стрежень		35–40	1.5–1.8	геостроф.	Титов, 2003
7–9				20–25	0.9–1.1		
7	1992		с-з	40–50		ADCP	Oguz et al, 1998
5	1994		с-з	40–50		ADCP	Ilyin et al, 1998
4	1993		с-з	50–60		ADCP	Oguz, Besiktepe, 1998b, 1999
5	2004	стрежень	континент. склон в с-з	50–70		LADCP	Лемешко и др., 2014
				5–7			
9	2008		ЮБК	35		ADCP	Джиганшин, Полонский, 2011

Скорость ОЧТ варьируется от 5 до $140 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ (табл. 1.6) в зависимости от ветра [Silkin et al., 2021]. Максимальные скорости течения отмечаются над сезонным термоклином; в пограничном слое возникают волновые колебания, влияющие на его характеристики [Сизов и др., 2020].

ОЧТ усиливается зимой и ослабевает летом. Осенью оно представляет собой струю, прижатую к континентальному склону, весной и летом — сильно меандрирует. Максимум вихреобразования наблюдается летом, минимум — осенью и зимой [Артамонов и др., 2020]. Сезонные изменения весной–летом 2017 г. проявились в ослаблении скорости ОЧТ, повышении температуры и понижении солености поверхности, а также в уменьшении глубины верхнего квазиоднородного слоя [Артамонов и др., 2019].

Черноморские вихри связаны с ОЧТ и движутся в циклоническом направлении [Гинзбург и др., 2002]. Между ОЧТ и берегом формируются субмезомасштабные шельфовые круговороты, изменчивость которых зависит от интенсивности циркуляции вдоль склона [Oğuz et al., 2002; Kubryakov et al., 2016; Полонский и др., 2018]. При ослаблении ОЧТ в прибрежной зоне возникает множество мелких вихрей (менее 10 км, время жизни — часы–сутки). Диаметр субмезомасштабных вихрей составляет 2–10 км и более, время существования — от нескольких суток до недель. Размеры синоптических вихрей — 30–100 км, период обращения вод в них — 4–20 сут [Джиганшин, Полонский, 2010].

ОЧТ испытывает резкие изменения на крупных масштабах [Иванов, Белокопытов, 2011]. Собственная мода изменчивости, связанная с бароклинно-баротрофной неустойчивостью, выражается в меандрировании: стрежень то приближается к берегу (скорость растет), то удаляется (скорость падает или меняет знак). Характерный период таких колебаний — 10 сут [Зацепин и др., 2016].

В процессе общего циклонического движения поток может разделяться на ветви. Наиболее сильные отклонения наблюдаются у восточного побережья Анатолии и имеют сезонный характер [Гицба, Экба, 2015].

Рост скорости ОЧТ приводит к заглублению термоклина, уменьшению его толщины и росту градиента температуры. Уменьшение скорости вызывает подъем термоклина, увеличение его толщины и снижение градиента [Сизов и др., 2021].

Батумский антициклон — квазистационарное образование на востоке моря: формируется весной после ослабления ОЧТ, усиливается летом, разрушается осенью

[Korotaev et al., 2003; Kubryakov, Stanichny, 2015]. Общая продолжительность его существования — 240 сут [Джиганшин и др., 2013].

Выделяются две динамические области, ограниченные ОЧТ: прибрежная зона с антициклонической завихренностью и открытая часть моря со слабой циклонической завихренностью [Иванов, Белокопытов, 2011].

Бассейновая динамика определяется экмановской (ветровой) накачкой [Зацепин и др., 2016], которая максимальна зимой и минимальна весной–летом [Зацепин и др., 2016; Крашенинникова и др., 2022]. В среднем за год наблюдается подъем вод в центре моря и опускание на периферии. Зимой отмечается подъем на востоке и опускание на западе, весной — наоборот; летом структура возвращается к зимней, осенью — к весенней [Демышев и др., 2002].

Северо-западный шельф испытывает влияние крупных рек. Здесь преобладает циклоническая циркуляция, а антициклонические вихри выделяются в зонах Каламитского и Каркинитского заливов [Ivanov, Tuchkovenko, 2008]. При северных и восточных ветрах преобладает циклоническая циркуляция, при южных — антициклоническая [Tolmazin, 1985]. Структура течений сложна, включает подповерхностные противотечения [Андросович и др., 1994; Stanev, Staneva, 2000], что подтверждено натурными данными [Булгаков, Кушнир, 1996].

Ветровые условия. Черное море расположено в зоне взаимодействия холодных воздушных потоков, идущих с северо-запада и северо-востока и теплых субтропических воздушных масс, идущих с юга и юго-запада. В связи с этим атмосферная циркуляция изменяется по сезонам и имеет ярко выраженную неоднородность распределения климатических и погодных условий в различных районах Черноморского бассейна [Гицба, Экба, 2015]. Зимой над морем устанавливается область низкого давления, что приводит к доминированию восточных и северо-восточных ветров, дующих с материка. Однако в течение зимы могут возникать штормовые ветры западных и юго-западных направлений [Titov, Savin, 2000].

В северо-западной части моря роль ветра в 90-е гг. XX в. в формировании циркуляции на шельфе считалась ключевой [Блатов и др., 1984] и составляла 70%

[Климук и др., 1989]. Северо-восточная часть отличается наименьшими скоростями ветра благодаря горам Кавказа, расположенным параллельно берегу [Бородулина, Часовников, 2020]; здесь преобладают северо-восточные и юго-восточные ветры [Krivosheya et al., 2012].

В сухумской акватории летом доминирует западный ветер (36%), зимой — восточный (32%). Максимальная повторяемость западных румбов в июне (39%), восточных — в феврале (34%). Северные румбы чаще зимой (3.4%), реже летом (1.7%); южные и юго-западные, напротив, максимальны летом и минимальны зимой [Гицба, Экба, 2015].

Штормы чаще возникают в западной и северо-восточной частях моря, реже — в юго-восточной. Их усиление связано с циклонической деятельностью [Белокопытов и др., 2017]. Из-за конфигурации береговой линии штормовой ветер и волнение часто не совпадают: северные и северо-восточные штормы вызывают максимальное волнение у берегов Болгарии и Турции, юго-западные опасны для северного побережья, а у Южного берега Крыма — южные и юго-восточные. За последние 50 лет отмечена тенденция снижения штормовой активности [Белокопытов и др., 2017].

Поля ветра над открытым морем оценены хуже из-за отсутствия регулярных прямых измерений.

Реки. Черное море является почти замкнутой акваторией, испытывающей значительное влияние материкового стока [Маккавеев, Завьялов, 2014]. Несмотря на то, что в море впадает около 1000 рек, основной вклад (около 80% от общего объема) вносят 10 крупных рек с площадью водосбора более 10 000 км². Средний суммарный годовой сток оценивается в 350 км³, при этом колеблется в диапазоне 294–474 км³ [Альтман, Кумыш, 1986; Гидрометеорология..., 1991; Zaytsev, Mamaev, 1997]. Крупнейшая река — Дунай (200 км³), далее следуют Днепр (44 км³), Риони (13 км³) и Днестр (9 км³) [Джаошвили, 2003]. Доля малых и средних рек составляет от 40 до 120 км³ в год. С территории России в море поступает около 7 км³·год⁻¹ (2% суммарного стока), при этом большинство рек северо-восточной части

характеризуются дождевым питанием, что обуславливает сброс более 80% стока в зимне-весенний период.

Вклад речного стока в общий баланс биогенных элементов в море невелик (2–6% для прибрежной зоны), уступая по значимости процессам вертикального перемешивания [Лукашев, Шендеров, 1998]. Однако в локальных масштабах, особенно в пределах российского шельфа, сток малых и средних рек играет ключевую роль в формировании гидрофизических и гидрохимических условий [Завьялов, Маккавеев, 2014]. Существенную антропогенную нагрузку создает сброс загрязненных вод в районах крупных городов (Анапа, Новороссийск, Геленджик, Туапсе, Сочи). В частности, в акватории Сочи ежегодно поступает около 90 млн т сточных вод, из которых лишь 15% соответствуют нормативно чистым [Амирханов и др., 1997].

Помимо непосредственного влияния на термохалинную структуру, речной сток определяет перестройку вертикальной стратификации плотности и, как следствие, турбулентный обмен. В более широком пространственном масштабе локальное опреснение поверхностного слоя модифицирует балансы тепла, импульса и завихренности [Zavialov et al., 2003]. Согласно модельным исследованиям, вклад речного стока в формирование циркуляции вод (особенно на северо-западном шельфе) сопоставим с ветровым воздействием [Oguz et al., 1995]. Сток инициирует перенос вод в южном направлении с компенсационным потоком со стороны открытого моря, способствуя формированию циклонической циркуляции, а в районе устья Дуная вследствие бароклинной неустойчивости возникает антициклонический вихрь.

Таким образом, материковый сток, несмотря на доминирующую роль крупных рек (прежде всего Дуная) в общем водном балансе Черного моря, оказывает определяющее влияние на гидрофизические и гидрохимические процессы не столько в масштабах всего бассейна, сколько в локальных зонах шельфа. Основной вклад в формирование термохалинной структуры, стратификации и циркуляции вод вносит трансформация речных вод, сопоставимая по значимости с ветровым воздействием. При этом, хотя роль рек в глобальном балансе биогенных элементов невелика (2–

6%), на региональном уровне, особенно в районах крупных городов российского побережья, антропогенная нагрузка, связанная со сбросом загрязненных сточных вод, остается критически значимой.

1.3 Севастопольская бухта

Географическое положение. Севастопольская бухта расположена на юго-западе Крымского полуострова ($44^{\circ}36'$ с.ш., $33^{\circ}33'$ в.д.) [Иванов и др., 2006; Совга и др., 2020]. Это мелководная, полузамкнутая акватория с затрудненным водообменом, вытянутая с востока на запад [Иванов и др., 2006; Совга и др., 2020]. Южная сторона бухты отличается изрезанностью рельефа: здесь чередуются узкие бухты — Артиллерийская, Южная, Корабельная, Килен-бухта. Длина основной части бухты — 7.5 км, максимальная ширина — около 1 км. Глубина у входа достигает 20 м, уменьшаясь до 4–5 м, средняя глубина — 12.5 м. В 1976–1977 гг. вход в бухту был ограничен защитным молом, ширина входа — до 550 м [Павлова и др., 1999]. Площадь бухты — 7.96 км². Мартынова бухта находится на юго-западе Севастопольской бухты, в ее устье. До 1970-х гг. она не входила в ее состав [Павлова и др., 1999], сейчас отделена от моря южным молом. Максимальная глубина — 17 м, ширина входа — около 480 м. Водообмен с морем ограничен.

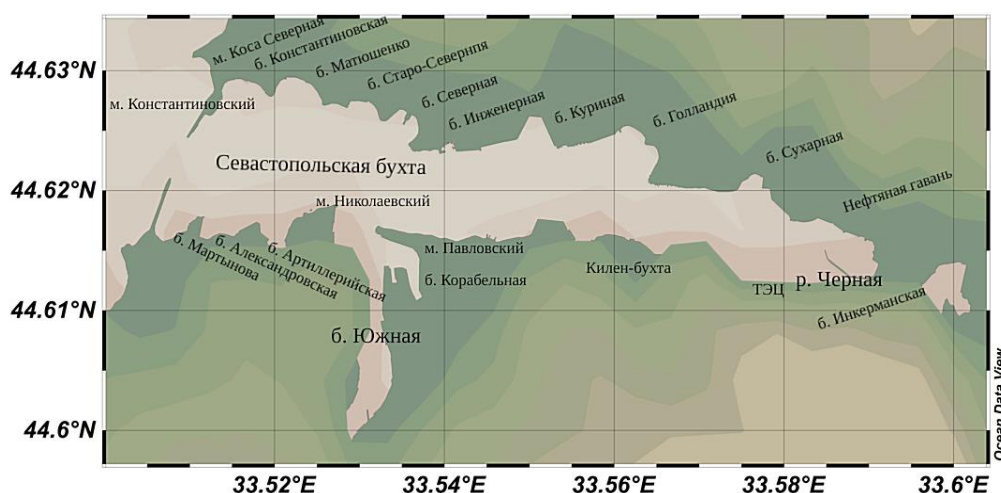


Рисунок 1.17 – Местоположение Севастопольской бухты и Южной бухты и др.

Севастопольская бухта находится под постоянным техногенным (судоходство, стоянки судов, гидротехнические работы) и антропогенным воздействием (бытовые и ливневые стоки). Оценки 2007–2016 гг. показывают преобладающее влияние антропогенной составляющей, что может негативно отразиться на экологическом статусе и рекреационной привлекательности бухты [Орехова, Вареник, 2018]. В зависимости от морфометрических параметров, расположения источников загрязнения и гидрометеорологических условий здесь формируются зоны с различным уровнем загрязнения [Овсяный и др., 2001]. Открытая прибрежная акватория загрязнена меньше, чем сама бухта, из-за затрудненного водообмена с морем [Иванов и др., 2006; Кондратьев, Видничук, 2020; Совга и др., 2020]. Если район ст. Веха характеризуется условно чистыми водами, то устье залива у ст. Равелин — зона слабого загрязнения, а внутренняя часть залива — зона сильного загрязнения. Экосистема западной части бухты наиболее благополучна по ассимиляционной емкости в отношении нитратного азота, а центральная часть оказалась самой чистой по индексу трофности E-TRIX [Совга и др., 2020]. Наиболее уязвимы для возникновения неблагоприятных экологических ситуаций акватория Южной бухты и восточная кутовая часть Севастопольской бухты, находящаяся под влиянием стока реки Черной [Совга и др., 2020]. Важнейшим фактором формирования экосистемы бухты, подверженной антропогенному загрязнению, является гидрологический режим [Репетин, 2003].

Циркуляция. Циркуляция в Севастопольской бухте исследовалась по данным контактных наблюдений [Морозов и др., 2012; Лемешко и др., 2014] и модельным расчетам [Шапиро, Ющенко, 1999; Михайлова, Шапиро, 2005; Белокопытов и др., 2019; Кубряков и др., 2019; Совга и др., 2022]. Обобщенная схема представлена на рис. 1.18.

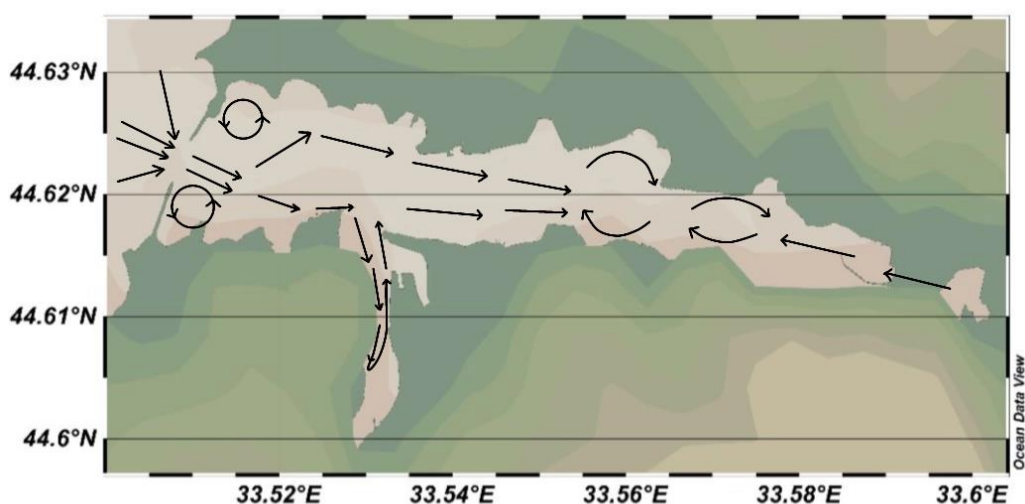


Рисунок 1.18 – Поверхностная циркуляция Севастопольской бухты

По данным ADCP в июне выявлена двухслойная структура течений: в верхнем слое поток направлен на восток, в нижнем — на запад. У входа в бухту зафиксированы пульсации баротропного потока в виде волны с периодом, близким к сейшевому [Морозов и др., 2012]. Средняя скорость течений в ноябре 2014 г. составила $2.2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ в глубоководной части и $1.4 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на разрезах, скорость глубинных течений внутри бухты не превышала $2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ [Лемешко и др., 2014].

Характерны усиление течений у берегов, вихри в восточной части и сходящиеся потоки у входа, суженного молами. Установившаяся циркуляция нарушается при сгонно-нагонных явлениях, паводках и штормах. Западные и восточные ветры формируют баротропную составляющую, сопоставимую с сейшевыми колебаниями (период около 1 ч) [Совга и др., 2022].

Скорость водообмена с морем оценивается в $100 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Определяющую роль играют ветер и сток реки Черной [Морозов и др., 2012; Лемешко и др., 2014; Белокопытов и др., 2019; Кубряков и др., 2019]. Моделирование [Шапиро, Ющенко, 1999] показало быструю перестройку течений (менее часа) при смене ветра. В восточной части бухты в паводки загрязнения распространяются по всей акватории, в межень течения направлены к устью, что снижает самоочищение [Совга и др.,

2022]. Наибольшая зависимость загрязнений от циркуляции отмечена в Южной бухте.

Гидрологический режим. Гидрологический режим бухты формируется под влиянием ветра и стока реки Черной [Иванов и др., 2006; Орехова и др., 2018; Совга и др., 2014, 2022]. Речной сток оказывает наибольшее влияние в зимне-весеннее половодье. Взаимодействие пресной воды реки и соленой морской воды, поступающей через пролив, создает неоднородную термохалинную структуру. Температура изменяется в пределах $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, ее горизонтальный градиент слабый, тогда как градиент солености достигал 0.5 епс [Багаев и др., 2022].

Вертикальная стратиграфия определяется в основном соленостью. Распреснение верхнего слоя создает высокий вертикальный градиент солености, препятствующий зимней конвекции и вызывающий температурные инверсии (более теплая вода в придонных слоях) [Михайлова, Шапиро, 2005].

С запада через пролив поступают воды с соленостью около 18 епс, которые распространяются в придонном слое. По мере движения в восточную часть бухты (эстуарий реки Черной) соленость понижается.

Средняя летняя температура поверхности устья бухты ($24.5 \pm 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$) незначительно выше, чем в открытом прибрежном районе ($24.2 \pm 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$). Глубины на сравниваемых станциях сопоставимы (15 и 12 м). В результате роста температуры воздуха и воды (на $0.06\text{--}0.07\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$), усиления испарения, повышения солености Черного моря и дноуглубительных работ наблюдается тренд осолонения вод бухты в среднем на 0.02 епс в год.

Ветровой режим. Комплексные исследования атмосферных факторов в Севастопольской бухте проводились в 1997–1999 гг. [Овсяный и др., 2000; Репетин и др., 2003]. Здесь преобладают ветры двух направлений: зимой — влажные и прохладные северо-западные с Атлантики, летом — сухие и теплые юго-западные субтропические потоки. Местный морской бриз может достигать вертикальной протяженности до 2 км. Бухта хорошо защищена от всех ветров, кроме западных. Боры не наблюдается, поэтому сильных зимних штормов не бывает. Скорость ветра

не превышает категорию «сильный» по шкале Бофорта ($8\text{--}12\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), что соответствует волнению 5–6 баллов.

Восточные ветры (повторяемость 18 %) способствуют выносу вод из бухты, а южные и юго-западные (8–10 %) — поступлению морских вод [Овсяный и др., 2000; Репетин и др., 2003]. Из-за зональной ориентации бухты и высоких берегов преобладающие над морем ветры трансформируются над акваторией в восточные (36 %) и южные (20 %). Скорость восточных ветров минимальна по сравнению с другими направлениями [Совга и др., 2022].

Реки. Река Черная — одна из наиболее многоводных рек юго-запада Крыма паводочного типа. Основная часть стока (до 80 %) приходится на зиму и весну. Высокосолёные морские воды (до 18 епс) могут распространяться на всю акваторию бухты, а в период паводков солёность в ней понижается, колеблясь по сезонам в пределах 12.88–18.16 епс [Иванов и др., 2006]. Сток реки — важный фактор формирования режима и экологического состояния Севастопольской бухты. Антропогенные источники обеспечивают 48–52 % поступления минерального фосфора и азота. Из-за постоянного загрязнения вод в нижнем течении расчет стока веществ по замыкающему створу (в 11 км от устья) нерепрезентативен. Объем речного стока в паводок сопоставим с объемом воды в бухте [Репетин и др., 2003]. Акватория бухты зависит от окружающей суши: удельный водосбор достигает 60, тогда как водосбор Черного моря равен 4.5 [Gordina et al., 2001].

Выводы к Главе 1

В **Главе 1** диссертационной работы описано физико-географическое положение разномасштабных регионов Атлантического бассейна (Северной Атлантики, Черного моря, Севастопольской бухты) и выполнена систематизация основных гидрометеорологических параметров по обобщенным данным контактных наблюдений, метеостанций, спутниковых данных, атмосферных и океанических реанализов. Эти знания важны для исследования распределения и временной изменчивости обилия компонентов планктона в районах с различными орографическими и гидродинамическими особенностями.

Выполнена современная классификация водных масс и их термохалинных характеристик в Атлантике. Сложная структура водных масс и системы поверхностных течений Атлантического океана, представленные по обобщенным оценкам контактных данных разных авторов, совпадает с результатами, полученными с помощью разработанного алгоритма визуализации полей течений, современного реанализа высокого пространственного разрешения. Крупные реки, такие как Амазонка, Конго и Нигер, несмотря на их небольшие расходы, могут отвечать за зоны пониженной солености на поверхности океана и под действием ветра определенного направления простираться на достаточно большие расстояния вглубь океана. Сложность циркуляционных процессов в океане и атмосфере позволяет предположить существование здесь экологических ниш, занятых разными видами компонентов планктона. Изменения в структуре водных масс, положении основных течений, должны сказываться на увеличении или сокращении их численности и биомассы.

Особенности поверхностной циркуляции Черного моря, формы и рельефа бассейна, метеорологических условий делают его уникальным районом для моделирования. Оценен среденемноголетний расход Основного черноморского течения. Уточнена схема положения основных круговоротов в Черном море, полученная по обобщенным оценкам разных авторов и современному океаническому реанализу, меняющаяся по сезонам. Роль речного стока в

формировании циркуляции вод оказалась такой же важной, что и роль ветра в районе северо-западного шельфа.

Севастопольская бухта – полузамкнутая акватория эстуарного типа, гидрологический режим которой сильно зависит от ветрового воздействия и речного стока р. Черной. Вертикальная стратификация, преимущественно связана с распределением солености. Преобладающие над прибрежной зоной моря северные, северо-восточные и южные, юго-восточные ветры трансформируются над акваторией бухты в северо-восточные, восточные (36 %) и южные (20 %) ветры. Это происходит из-за вытянутой в зональном направлении ориентации бухты, окруженной высокими берегами. Преобладающие восточные ветры способствуют выносу вод из бухты, тогда как при южных и юго-западных ветрах в бухту поступают морские воды, что влияет на распределение компонентов планктона по акватории бухты. Скорость восточных ветров, по сравнению с ветрами других направлений небольшая. Скорости течений Севастопольской бухты малы и в среднем составляют $2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Район прибрежной акватории Севастополя (ст. Веха) характеризуется условно чистыми водами, в устьевой части Севастопольской бухты (ст. Равелин) – воды слабого загрязнения, а центральная часть бухты и Южная бухта – зоны сильного загрязнения. Загрязнение также может оказывать влияние на распределение и динамику компонентов планктона.

ГЛАВА 2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

В данном разделе диссертационной работы рассматриваются основные механизмы горизонтального и вертикального обмена вод в прибрежных и глубоководных районах Атлантического бассейна, которые влияют на распределение и динамику компонентов планктона. В главе 2 описаны материалы, по которым производились все расчеты и методики исследования гидрометеорологических параметров.

2.1 Течения и их завихренность

Способы измерений. Для лучшего представления циркуляции океанических вод и изучения глобального обмена теплом и импульсом между океаном и атмосферой необходимы высокоточные глубоководные измерения от поверхности до дна. Такие комплексные исследования ведутся с середины XX в. В Международный геофизический год (МГГ, 1957–1958 гг.) с участием 67 стран изучались физические процессы в земной коре, океанах и атмосфере. В дальнейшем это стало основой многих международных программ.

Программа *WOCE* (*World Ocean Circulation Experiment* – Эксперимент по изучению циркуляции Мирового океана), основанная в 1979 г., была нацелена на глобальное изучение Мирового океана. В её рамках выполнялись прямые наблюдения на трансатлантических разрезах с использованием *CTD*-зондов (*Conductivity, Temperature, Depth* – измеритель электропроводности, температуры, глубины), а для вертикального профилирования течений применялись акустические доплеровские измерители судовые (*SADCP* – *Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler*) и погружаемые (*LADCP* – *Lowered Acoustic Doppler Current Profiler*). Эти данные охватывают диапазон от поверхности до дна и позволяют оценить меридиональную циркуляцию. Современная программа *CLIVAR* (*Climate Variability*

and Predictability – Изменчивость и предсказуемость климата, продолжение WOCE) занимается исследованием водных масс и их границ.

Проект *ARGO* (*Array for Real-time Geostrophic Oceanography* – система глобального массива профилирующих буев для оперативной океанографии) с 1999 г. создал глобальную сеть дрейфующих буев для измерения температуры и солености в верхнем двухкилометровом слое океана. Сегодня система *ARGO* каждые десять дней дает 3000 профилей до глубины 2000 м с разрешением около 300 км. Буи передают данные через спутники *Argos*, обеспечивая оперативный доступ к информации. *ARGO* является ключевым элементом глобальных систем наблюдений за океаном (*GOOS* – *Global Ocean Observing System*) и климатом (*GCOS* – *Global Climate Observing System*).

В районе Гольфстрима за последние 10 лет запущено более 400 дрейфтеров. Вдоль восточного побережья США работает программа с использованием автономных подводных планеров для наблюдения за структурой Гольфстрима в верхнем 1000-метровом слое. Программа *RAPID* (*Rapid Climate Change Programme* – программа изучения быстрых изменений климата) с 2004 г. ведет наблюдения на 19 стационарных буйках на 26.5° с.ш. от берега до берега, охватывая слой до ~4000 м и предоставляя данные о температуре, солености и скоростях течений с дискретностью 12 часов.

С 1982 г. NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration* – Национальное управление океанических и атмосферных исследований США) ведет непрерывный мониторинг расхода Флоридского течения по электропроводности субмаринного кабеля. Ранее проводились также непродолжительные исследования на автономных буйковых станциях в рамках программ *STACS* (*Subtropical Atlantic Climate Studies* – исследования климата субтропической Атлантики) и *WATTS* (*Western Atlantic Thermocline Study* – исследование термоклина западной Атлантики). Эти международные эксперименты объединили судовые исследования, новые технологии (спутники, поплавки нейтральной плавучести, акустические профилографы) и усвоение данных в моделях циркуляции.

Для контактных измерений течений применяются высокоточные измерители типа *Nordtek Aquadopp 500* м, фиксирующие три составляющие скорости с использованием технологий *ADCP* (*Acoustic Doppler Current Profiler* – акустический доплеровский профилограф течений) и *PUV* (*Pressure, Pitch, Roll, Yaw* – измерение направления течения по давлению, дифференту, крену и курсу). В последнее время для анализа скоростей течений широко используются модельные реанализы, среди которых лучшим для Тропической Атлантики и Черного моря признан *GLORYS12v1* (*Global Ocean Reanalysis and Simulations* – глобальный океанический реанализ и моделирование, версия 1 реанализа 12-й системы), превосходящий по пространственному разрешению *ORAS* (*Ocean Reanalysis System* – система океанического реанализа), *ECCO* (*Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* – оценка циркуляции и климата океана), *GECCO* (*German ECCO* – немецкая версия *ECCO*), *SODA* (*Simple Ocean Data Assimilation* – система упрощенного усвоения океанологических данных) и другие.

Таким образом, современное понимание меридиональной термохалинной циркуляции, её изменчивости и роли в климатической системе стало возможным благодаря эволюции от разрозненных экспедиционных исследований к интегрированным, технологически оснащённым и международно координируемым системам постоянного мониторинга, которые обеспечивают высокоточные данные в реальном времени и служат основой для верификации и совершенствования океанических моделей.

Расчет скоростей течений. Скорости течений могут рассчитываться по данным измерений о температуре и солености, с использованием геострофических соотношений.

Геострофические соотношения – это уравнения, которые используются для расчёта скоростей течений, возникающих в результате геострофического баланса – почти точного равенства горизонтального градиента давления и силы Кориолиса, связанной с горизонтальными течениями.

Геострофические уравнения представляют собой упрощённую форму уравнений Навье–Стокса во вращающейся системе отсчёта. Они предполагают, что нет ускорения, вязкости и давление является гидростатическим.

Для зональной компоненты скорости u :

$$u = -\frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y}, (\text{м}\cdot\text{с}^{-1}) \quad (2.1)$$

где $f = 2\Omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, Ω — угловая скорость вращения Земли φ – широта, p – давление (Па), ρ – плотность воды, ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-3}$).

Для меридиональной компоненты скорости v :

$$v = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}, (\text{м}\cdot\text{с}^{-1}) \quad (2.2)$$

где u и v – скорости в направлениях x и y , f – параметр Кориолиса.

Геострофическое приближение не работает на экваторе, поскольку там параметр Кориолиса равен нулю. Также в тропиках анализ требует других методов, так как в экваториальной области параметр Кориолиса мал и быстро меняется.

Погрешности геострофических расчётов связаны с неточностью измерений и без учёта всех факторов, влияющих на движение. Для повышения точности используют комбинированные методы, например, сочетание спутниковых измерений и гидродинамических моделей.

Расчет завихренности течений. Расчет завихренности течений производится по формуле:

$$\text{rot } \vec{V} = \frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial u_y}{\partial y}, (\text{с}^{-1}) \quad (2.3)$$

где $\text{rot } \vec{V}$ – ротор двумерного поля скоростей течений, u , v – компоненты скорости течений.

Поля скоростей течений и их завихренностей по реанализу *GLORYS12v1* для тропической Атлантики за январь 2022 г. представлен в (Приложении А), для Черного моря за 2000–2022 гг. в (Приложении В).

2.2 Фронты

Фронты — это зоны в океане, где вследствие течений, стока рек и апвеллинга формируются водные массы с разными свойствами. Границы между ними обладают высокими горизонтальными градиентами температуры, солености и плотности, что позволяет определять положение фронтов [Федоров, 1983; Шокурова и др., 2024].

Фронтальный раздел — это поверхность внутри фронтальной зоны, совпадающая с максимумом градиента характеристик [Федоров, 1983]. В одной зоне может существовать несколько разделов. Фронты рассматриваются как звено передачи энергии по каскаду масштабов, обладающее свойством «проницаемости» [Костяной, 2000]. Размеры апвеллинговых зон зависят от ветра, береговой линии и топографии дна.

Положение фронтальных зон изменяется по сезонам и от года к году [Шокурова и др., 2024]. Изучение их долговременных тенденций важно, так как смещение фронтов может вызывать аномалии течений и температуры в удаленных районах [Krasheninnikova et al., 2020].

В прибрежных районах у устьев рек формируются эстуарные фронты — зоны контакта морских и речных вод [Корчагин, Монин, 2004]. Протяженность зоны смешения зависит от расхода реки, солености моря и гидродинамики. Пространственное положение границ зоны определяется сезонной изменчивостью стока и сгонно-нагонными явлениями.

Выделяют два основных типа фронтов: вертикальный (изолинии расположены вертикально) и горизонтальный (изолинии в виде клина). Тип фронта зависит от морфологии приустьевого района: приглубый берег способствует горизонтальному фронту, отмель — вертикальному. Под действием ветра тип фронта может быстро

меняться. Для крупных рек характерны сложные фронтальные зоны, сочетающие оба типа.

Материковые воды формируют в море мезомасштабные структуры — плюмы [Завьялов и др., 2014], с пониженной соленостью и повышенной мутностью. Масштабы плюмов крупных рек достигают сотен километров. Изучение их динамики важно для понимания распространения стока в океане.

Температурные фронты в Атлантике наблюдаются у крупномасштабных течений (Гольфстрим, Лабрадорское и др.), а также в районах апвеллинга у берегов Африки и в экваториальной области [Krasheninnikova et al., 2025]. Для анализа используются спутниковые данные о температуре, солености [Yu, 2015; Belkin, 2020], уровне моря [Ахтямова, Травкин, 2023] и данные реанализов.

Таким образом, океанические и эстуарные фронты представляют собой сложные, динамичные и «проницаемые» физические структуры, играющие ключевую роль в перераспределении энергии, вещества и биологической продуктивности океана.

Расчет фронтов. Для определения положения и характеристик фронтальных зон рассчитываются горизонтальные градиенты потенциальной температуры $grad\theta$ ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$), солености $gradS$ ($\text{епс}\cdot\text{м}^{-1}$) и потенциальной плотности $grad\sigma_{\theta}$ ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-4}$) для каждого месяца каждого года.

Модуль градиента двумерного поля температуры:

$$|grad T| = \sqrt{\left(\frac{\partial T_y}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_x}{\partial x}\right)^2} \quad (2.4)$$

Модуль градиента двумерного поля солености:

$$|grad S| = \sqrt{\left(\frac{\partial S_y}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial S_x}{\partial x}\right)^2} \quad (2.5)$$

Модуль градиента двумерного поля аномалии потенциальной плотности:

$$|grad \sigma_{\theta}| = \sqrt{\left(\frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial x}\right)^2} \quad (2.6)$$

где T – потенциальная температура (θ , °C), соленость (S , епс), потенциальная плотность σ_{θ} (кг·м⁻⁴).

Плотностные фронты определяются путем вычисления горизонтальных градиентов плотности морской воды ρ_0 (кг·м⁻⁴). Плотность рассчитывалась по международному стандарту TEOS-10, для расчета термодинамических свойств морской воды [www. Teos-10.org]. По анализу расчет среднееголетних градиентов потенциальной температуры, солености, потенциальной плотности представлен для Северной Атлантики в (Приложении Б), для Черного моря в (Приложении В) за 2000–2022 гг.

2.3 Характеристики ветра: скорость и повторяемость

Способы исследования. Регулярные наблюдения за ветровыми характеристиками стали проводиться намного раньше, чем за волнением, причем для этих целей использовались визуальные оценки. В 60-е гг. XVII в. Лондонским Королевским обществом была предложена четырехбалльная шкала (от 0 до 4 баллов), которая использовалась до конца XVIII в. Первой попыткой установления связи между скоростью ветра и состоянием морской поверхности стала шкала Френсиса Бофорта, разработанная им в 1805 г. и принятая военно-морским флотом Великобритании в 1838 г. Шкала состоит из 12 ступеней и является визуальной оценкой скорости ветра, определяемой по состоянию поверхности моря. В 1874 г. постоянный комитет Первого метеорологического конгресса принял эту шкалу для международного использования в метеорологических телеграммах. С оснащением судов анемометрами и проведением специальных экспедиционных исследований ступеням шкалы стали ставить в соответствие среднюю скорость ветра. В 1946 г. Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО) приняла международный код,

где была унифицирована шкала Бофорта. С 1949 г. этот код стал общепринятым для наблюдений и передачи информации. В 1995 г. [Lindau, 1995] были учтены ошибки измерений и визуальной оценки и была предложена оптимальная эквивалентная шкала баллов и скоростей ветра, принятая ВМО и используемая в настоящее время. Подобное описание изменений шкалы Бофорта и ее эквивалентов в течение последних 150 лет можно найти в отчете *Joint Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology (JCOMM)*.

В работе [Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А., 2019] выполнен сравнительный анализ оценок скорости ветра, полученных на метеостанциях и по данным выбранных моделей проекта *CMIP5*. Исследование изменений ветровых характеристик в причерноморском регионе России на внутригодовых и межгодовых масштабах позволило сделать приблизительный прогноз ветровых условий на ближайшие 50 лет. На основе сравнительного анализа с данными на метеостанциях выявлены три модели *GFDL-CM3*, *IPSL-CM5B-LR* и *MPI-ESM-MR* проекта *CMIP5*, которые лучше всего воспроизводят внутригодовые и межгодовые характеристики, а также долговременные тенденции изменения скорости ветра в причерноморском регионе России.

Расчет повторяемости ветров. Параметры ветра на высоте 10 м над уровнем моря были получены по реанализу *ERA5* Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды за сентябрь 2004–2021 гг. с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и временным разрешением 6 часов [Hersbach et al., 2020]. Преобладающее направление ветра определяется для каждого момента времени путем осреднения составляющих вектора ветра вблизи прибрежных территорий Карадагского заповедника ($44.5\text{--}44.75^\circ$ с.ш. и $35.25\text{--}35.50^\circ$ в.д.) во избежание сильного влияния орографии на ветер.

Направление ветра определялось для каждого 6-часового срока путем осреднения компонент скорости ветра в указанном районе и сопоставления полученного вектора одному из восьми основных географических направлений: северного (С), северо-восточного (СВ), восточного (В), юго-восточного (ЮВ), южного (Ю), юго-западного (ЮЗ), западного (З), северо-западного (СЗ).

Повторяемость каждого направления ветра определялась в процентах от общего числа случаев по всем направлениям. Для ветров 8 направлений в работах [Krashennikova et al., 2019, 2022, 2023; Шокурова и др., 2023] вычислялась среднемесячная повторяемость (%) по отношению к общему числу ситуаций с разным направлением ветра. Направление ветра определялось как направление вектора скорости, полученного осреднением компонент скорости ветра (u , v) в рассматриваемом районе.

2.4 Волны

Ветровые волны. Ветровые волны – это поверхностные волны, которые возникают на свободной поверхности водоемов в результате ветра, дующего над поверхностью воды. Высота волн зависит от силы ветра, продолжительности его действия и величины водного пространства. В морях высота ветровых волн – редко превышает 5 м, а в океанах – в среднем 2–3 м. В ограниченном пространстве ветровых волн практически нет.

Визуальные наблюдения. Для исследования аномальных волн в океане используется наиболее полный массив визуальных наблюдений над волнением, ассимилированный в архиве *ICOADS*. Разработаны методология контроля исходных данных и критерии для классификации экстремальных ветровых волн и волн зыби для различных районов Мирового океана. Все визуальные наблюдения над волнением, фиксирующие высоты ветровых волн 15 м и более, либо являются реальными записями сильных штормов (порядка 20% от общего числа), либо содержат ошибочные записи о высоте волны. Существуют волны зыби (небольшой процент), которые потенциально могут быть отнесены к разряду аномальных [Григорьева, Гулев, 2022].

Спутниковая альтиметрия. В последнее время резко возрос и качественно изменился поток информации о ветровом волнении благодаря данным наблюдений спутниковой альтиметрии и стационарных автоматических буйев. Накопленные к настоящему времени данные буйковых измерений позволяют более детально

проанализировать изменчивость ветра и высот волн во времени и пространстве и выявить общие закономерности динамики волновых процессов непосредственно по данным наблюдений.

Кроме того, используются для анализа параметров волнения реанализы и модельные расчеты.

2.5 Прибрежные апвеллинги. Экмановский апвеллинг. Сгонные явления

Апвеллингом (или подъемом вод) называется процесс вертикального движения воды в океане (море), в результате которого глубинные воды поднимаются к поверхности [Костяной, 2000]. Апвеллинговая зона – это относительно узкая область, где влияние апвеллингов (подъемов вод) распространяется на сотни километров.

Прибрежные апвеллинговые зоны разномасштабных регионов Атлантического бассейна являются районами повышенной физической энергии и биологической активности, в которых происходит взаимодействие и обмен вод с открытой частью океана. Они характеризуются различными гидродинамическими режимами, связанными с напряжением трения ветра на поверхности океана и диссипацией энергии приливов, эффектами плавучести, потоками вещества на границах, взаимодействием океана с атмосферой, донной топографией и т.д. Эти районы взаимодействуют с окружающим глубоким океаном путем обмена через апвеллинговый фронт и кромку шельфа, который включает перенос тепла, массы, импульса, завихренности, взвешенного вещества, химических и биологических компонентов, и загрязнения.

Апвеллинги, вызванные действием ветров определенных направлений, оказывают существенное влияние на жизнедеятельность прибрежных экосистем моря [Sur et al., 1994; Pérez et al., 2010; Basova et al., 2021; Krasheninnikova et al., 2022, 2024]. Они сопровождаются резким уменьшением температуры на 4–5 °С [Ловенкова, Полонский, 2005] и приводят к поднятию богатых биогенами холодных вод к поверхности [Иванов, Белокопытов, 2011], тем самым способствуют

увеличению биопродуктивности вод. Апвеллинги влияют на жизнедеятельность экосистем прибрежных зон морей [Sur et al., 1994; Pérez et al., 2010]. Подъем глубинных вод, насыщенных биогенными элементами, приводит к увеличению биомассы фитопланктона, которая в свою очередь обеспечивает рост численности зоопланктона и следующих компонентов в пищевой цепочке [Chavez, Messié, 2009].

Апвеллинговые зоны оказывают существенное влияние на метеорологические условия в прибрежной зоне. В зависимости от соотношения температур воды и воздуха может меняться локальная атмосферная циркуляция, а также создаваться условия, способствующие образованию туманов [Костяной, 2000].

Прибрежный апвеллинг может быть вызван ветровым сгоном поверхностных вод от берега, расходящимися течениями и течениями, отходящими от суши (дивергенциями), циклоническими круговоротами и вихрями, а также устойчивыми ветрами, дующими параллельно берегу. В последнем случае – *классический экмановский апвеллинг*. Теория экмановского апвеллинга объясняет процесс вертикального движения воды в океане, в результате которого глубинные воды поднимаются к поверхности. Суть теории заключается в том, что благодаря трению и вращению Земли суммарный перенос воды под действием ветрового напряжения направлен под 90° вправо от направления ветра в Северном полушарии, влево – в Южном полушарии [Костяной, 2000]. Механизм формирования апвеллинга связан с силой Кориолиса, в результате действия которой ветровые течения имеют тенденцию отклоняться вправо в Северном полушарии и влево в Южном полушарии.

Пример формирования прибрежного апвеллинга в результате экмановского переноса в Северном полушарии (рис. 2.1). Северный ветер дует вдоль берега слева. Течение на поверхности благодаря экмановскому переносу в северном полушарии отклоняется вправо, и на место поверхностных вод приходят глубинные.

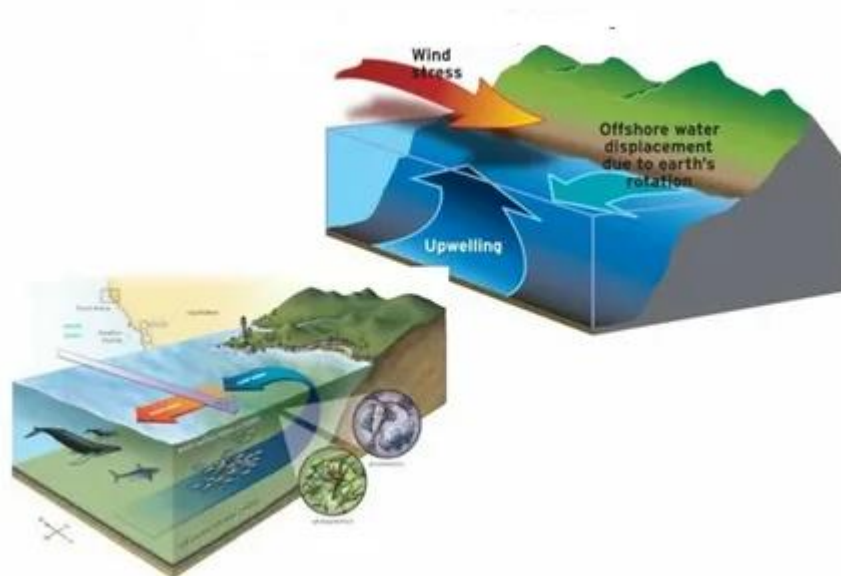


Рисунок 2.1 – Схема возникновения апвеллинга в северном полушарии

Экмановский апвеллинг происходит как вдоль береговой линии, так и в открытом океане, а также вдоль экватора. Апвеллинг переносит богатую питательными веществами и холодную глубоководную воду в эвфотическую зону, способствуя цветению фитопланктона [Виноградов, Шушкина, 1987].

Интенсивность апвеллинга характеризуется величиной экмановского переноса (в тоннах в секунду, часто в расчете на 100 м побережья) от берега $M = \tau/f$, где τ – вдольбереговая компонента тангенциального напряжения ветра, а f – параметр Кориолиса [Костяной, 2000]. Она также характеризуется контрастом температуры поверхности океана между прибрежными апвеллинговыми и водами открытого океана. В общем случае, чем интенсивнее апвеллинг, тем с большей глубины поднимаются воды к поверхности, и тем больше становится контраст температур через апвеллинговый фронт. Характерная скорость подъема вод в прибрежных апвеллингах имеет порядок одного метра в сутки.

Сгонные явления. Различают явления локальных апвеллингов, вызванных непосредственным действием сгонного ветра, сгоняющего поверхностные воды в открытую часть моря, которые замещаются более холодными водами. Эти явления ранее наблюдались у берегов северо-западной части Черного моря [Богданова, Кропачев, 1959; Толмазин, 1963; Исупова и др., 2005; Пономаренко и др., 2012].

Методы выделения апвеллингов. Выделение зон прибрежных апвеллингов в регионах Атлантического бассейна в разные периоды наблюдений в диссертационной работе производились по контактными и спутниковым данным о концентрации хлорофилла-*a*. Распределение концентраций хлорофилла-*a* сопоставлялось с распределениями скоростей течений по реанализам, уровнем моря по спутниковым данным, касательных напряжений трений ветра и максимальных высот ветровых волн и их направлений по реанализам. Кроме того, анализировались распределения биомассы и численности фитопланктона, кислорода, биогенных элементов, для выявления наиболее биопродуктивных районов, предположительно расположенных в зонах апвеллингов. Анализ вертикальных профилей температуры, солености, скоростей течений, кислорода и биогенных элементов позволял определять глубину поднятия термоклина, оксиклина и нитраклина, что также давало информацию о возможных зонах апвеллингов. Далее они также сравнивались с вертикальным распределением концентраций хлорофилла-*a*, измеренных в экспедициях с помощью гидрологического зонда, а также полученных данных в результате лабораторной обработки проб, взятых с помощью батометров. Одновременно с ними анализировались вертикальные распределения биомассы и численности компонентов планктона.

События прибрежных апвеллингов на межгодовом масштабе изменчивости выделялись как по температурным, так и ветровым характеристикам. Анализируя межгодовую изменчивость температуры воды, выявлялись события с ее уменьшением на более чем 4 °C, которые можно считать событиями прибрежного апвеллинга. Также одновременно с многолетним мониторингом данных о приповерхностной температуре в ходе экспедиций (например, в прибрежье Севастополя и Карадага), попутно велись наблюдения за скоростью и направлением ветра, а также определялись их значения по данным метеостанций, близких к районам исследования. С помощью корреляционного анализа Пирсона производился поиск связей между температурными характеристиками, повторяемостями ветров 8 направлений, индексами Североатлантического колебания и изменчивостью показателей компонентов планктона. По полученным связям выделялись

доминирующие направления ветров, приводящие к апвеллингам в выделенном районе. Далее с помощью многофакторных анализов *PCA* и *ANOVA* выделялись доминирующие факторы, влияющие на изменчивость биотических показателей.

2.6 Глубоководные апвеллинги. Экваториальный апвеллинг. Экмановская накачка

Экмановская накачка – ветровой механизм генерации геострофических течений. Процесс связан с горизонтальной неоднородностью поля ветра [Зацепин и др., 2010]. В некоторых местах это ведет к конвергенции масс и, следовательно, к выталкиванию воды из пограничного слоя. В других местах экмановскому слою свойственна горизонтальная дивергенция, при которой вода уходит через боковые границы данной области. В этих участках масса должна «всасываться» в пограничный слой снизу или сверху, чтобы возместить ее потери через ее границы. Подобный эффект и называется «экмановской накачкой» (рис. 2.2).

Экмановская накачка подавляет бароклинную неустойчивость, которая усиливается при ослаблении экмановской накачки и приводит к меандрированию течений и порождению бароклиновых вихрей [Зацепин и др., 2010].

В умеренных широтах, где преобладают западные ветры, экмановский перенос в пограничном слое океана направлен к экватору. В зоне пассатов, с другой стороны, восточная составляющая ветра приводит к экмановскому переносу вод к полюсам. Экмановская накачка вызывает апвеллинг и приводит к уменьшению толщины верхнего слоя, что создает благоприятные условия для развития зимней конвекции, определяющая вентиляцию промежуточных и глубинных вод.

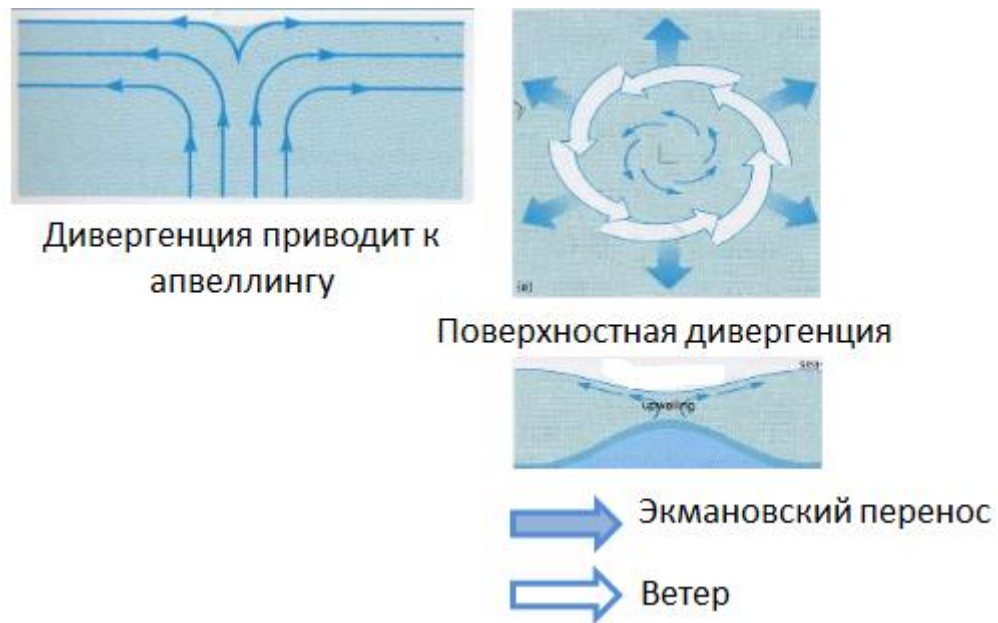


Рисунок 2.2 – Схема механизма экмановской накачки

Расчет завихренности касательного напряжения трения ветра (ЗКНТЗ).

Завихренность касательного напряжения трения ветра рассчитывается по формуле:

$$rot_z \tau = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}, \text{ (Па} \cdot \text{м}^{-1}) \quad (2.7)$$

Для расчета касательного напряжения трения ветра использовалась аэродинамическая формула $\tau = \rho_a C_D \mathbf{V} |\mathbf{V}|$, (Н·м⁻²)

где ρ_a , кг·м⁻³ – плотность воздуха ($\rho_a = 1.22$ кг·м⁻³); $C_D = 1.3 \cdot 10^{-3}$ – безразмерный коэффициент трения ветра о морскую поверхность; $\mathbf{V} = (u, v)$, м·с⁻¹ – скорость ветра на высоте 10 м.

В открытом море распределение биогенных элементов анализируется на основе его сравнения с распределением экмановской вертикальной скорости (“экмановской накачки”) на нижней границе экмановского слоя. Вертикальная экмановская скорость вычислялась на основе данных о скорости ветра по формуле [Tomczak, Godfrey, 1994]:

$$w_E = \frac{1}{\rho_0} \text{rot}_z \frac{\tau}{f}, (\text{м} \cdot \text{с}^{-1}), \quad (2.8)$$

где ρ_0 , $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$ – плотность морской воды, f , с^{-1} – параметр Кориолиса, $\tau = (\tau_x, \tau_y)$, $\text{Н} \cdot \text{м}^{-2}$ – напряжение трения ветра.

Методы определения апвеллингов в глубинных районах. Выявление зон глубоководных апвеллингов в различных регионах Атлантического бассейна в разные периоды наблюдений в диссертационной работе проводилось на основе анализа среднемесячных, среднесезонных и среднемноголетних полей о скорости и направлении ветров, рассчитанных завихренностей ветра и течений, дивергенций течений по реанализам соответственно. Распределения концентраций хлорофилла-а по контактному и спутниковым данным сопоставлялись с распределениями рассчитанных вертикальных экмановских скоростей по реанализам и зонами дивергенций (расходимости) и конвергенций (сходимости). Например, внутритропическая зона конвергенции расположена на стыке северо-восточного и юго-восточного пассатов над Тропической Атлантикой. В зонах конвергенций происходит опускание вод, а в зонах дивергенций – подъем. Внутри крупных циклонических круговоротов (вихрей) могут также происходить подъемы вод, связанные с экмановской накачкой.

2.7 Дивергенция течений

Рассмотрим скалярное умножение векторного оператора и двух величин скорости:

$$\nabla \cdot \vec{V} = \left(\frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \right) (u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}) = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \text{div} \vec{V} \quad (2.9)$$

Дивергенция двумерного поля скоростей:

$$\text{div} \vec{V} = \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial u_x}{\partial x}, (\text{с}^{-1}). \quad (2.10)$$

Дивергенция является скалярной величиной, показывает расхождение вектора скорости, определяет закон относительного изменения объема. Например, если течение стационарное и жидкость несжимаемая, то при $\text{div} \vec{V} = 0$ в жидкости отсутствуют источники или стоки. При $\text{div} \vec{V} > 0$ имеется источник, при $\text{div} \vec{V} < 0$ имеется сток. Уравнение $\text{div} \vec{V} = 0$ часто используется для замыкания системы уравнений движения несжимаемой жидкости и является уравнением сплошности.

2.8 Глобальные климатические индексы

Североатлантическое колебание (САК (NAO)) [Hurrell, Deser, 2010; Нестеров, 2013; Iles, Hegerl, 2017] характеризуется индексом САК – нормированной разницей приводного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Благодаря САК происходит перераспределение воздушных масс между Арктикой и Субтропической Атлантикой, при этом переход из одной фазы САК в другую порождает изменения в поле ветра, переносах тепла и влаги, в интенсивности, количестве и траекториях штормов и т.д.

В положительную фазу САК Азорский антициклон усиливается, при этом аномалии приземного давления и высоты геопотенциала в Исландском циклоне отрицательные, а в Азорском антициклоне – положительные [Нестеров, 2013]. То есть, наблюдается увеличение давления в Азорском антициклоне в субтропическом районе и уменьшение – в Исландском циклоне в субполярном регионе. При увеличении градиента давления между этими регионами, происходит усиление

западных ветров, приводящее к переносу воздушных масс в северо-восточном направлении, что способствует потеплению в Европейском регионе. В положительную фазу САК также наблюдаются положительные аномалии температуры поверхности океана в субтропической Атлантике и отрицательные – в субполярной Атлантике и у берегов Африки. Кроме того, усиление азорского антициклона сопровождается усилением пассатов вдоль африканского побережья, приводящих к усилению Канарского апвеллинга [Santos et al., 2005; Georg et al., 2023]. В положительную фазу увеличивается меридиональная компонента скорости течений в субполярном регионе, и перенос воды в северо-восточном направлении [Flatau et al., 2003]. Это сопровождается увеличением температуры и потока атлантических вод в Северный Ледовитый океан, уменьшением позднезимней площади морского льда по всей Европейской Арктике [Dickson et al., 2000]. В отрицательную фазу САК процесс усиления и ослабления этих центров действия атмосферы развивается в противоположном направлении. Аномалии ТПО с отрицательным знаком отмечаются в отрицательную фазу САК [Rodwell et al., 1999; Pinto, Raible, 2012].

Известно, что Североатлантическое колебание оказывает влияние на океанические и атмосферные процессы Атлантико-Европейского и Арктического регионов [Hurrell et al., 2003; Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А., 2019; Krashtninnikova et al., 2022], а также на климатические изменения температурных и ветровых полей черноморского региона [Averyanova et al., 2022]. В настоящей работе использовались значения индекса САК [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>] в районе Северной Атлантики для анализа связей между его изменчивостью и аномалиями температуры и скоростями течений в Северной Атлантике (рис. 2.3). Для установления статистических связей вычислялись коэффициенты корреляции (r) между временными рядами аномалий модуля и компонентов скорости течений, ТПО с индексами САК в каждом узле сетки для каждого месяца. Результаты приводятся за январь–февраль, для которых были получены наиболее высокие значения корреляций с индексами САК: экстремально положительными (1984, 1989, 1990,

1993, 1995, 2000, 2005, 2008, 2012, 2014, 2015) и экстремально отрицательными (1960, 1963, 1964, 1966, 1969, 1977, 1978, 1979, 1985, 1987, 2010) значениями индекса САК. Проводился анализ межгодовой изменчивости осредненных по пространству температуры, модуля и компонент скорости течений в районах с высокими значениями корреляции с изменчивостью индекса САК. Обозначения и координаты выделенных районов приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1 – Выделенные районы с высокими значениями корреляций температуры поверхности океана, скоростей поверхностных течений и индекса САК [Крашенинникова и др., 2025]

Район	Координаты
А – центр Субтропического круговорота	29° – 33° с.ш., -65° – -57° з.д.
В – центр Субполярного круговорота	50° – 60° с.ш., -45° – -30° з.д.
С – Канарский апвеллинг	20° – 25° с.ш., -10° – -20° з.д.
Д – Гольфстрим	40° – 42° с.ш., -50° – -70° з.д.
Е – Восточно-Гренландское течение	68° – 70° с.ш., -24° – -22° з.д.
Ф – Норвежское течение	50° – 60° с.ш., 0° – 10° в.д.
Г – Субполярная область	52° – 58° с.ш., -50° – -30° з.д.
Н – Район у Гибралтара	20° – 30° с.ш., -18° – -8° з.д.
І – Восточная часть субтропического антициклонического круговорота	20° – 30° с.ш., -40° – -20° з.д.

До настоящего времени многолетние исследования количественного и видового состава планктона, одновременно учитывающие влияние абиотических факторов среды и климатических сигналов для Черного моря, ограничены.

Временные ряды индексов САК доступны на сайте Центра Предсказания Климата Национальной Службы Погоды [<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>]. В качестве анализируемых показателей использовали величины средне-зимних индексов САК (январь-февраль (NAO_{JF}) (рис. 2.3), – когда их изменения максимально выражены и средне-летних (июль-сентябрь (NAO_{JAS})), непосредственно совпадающих по времени с показателями МЗ.

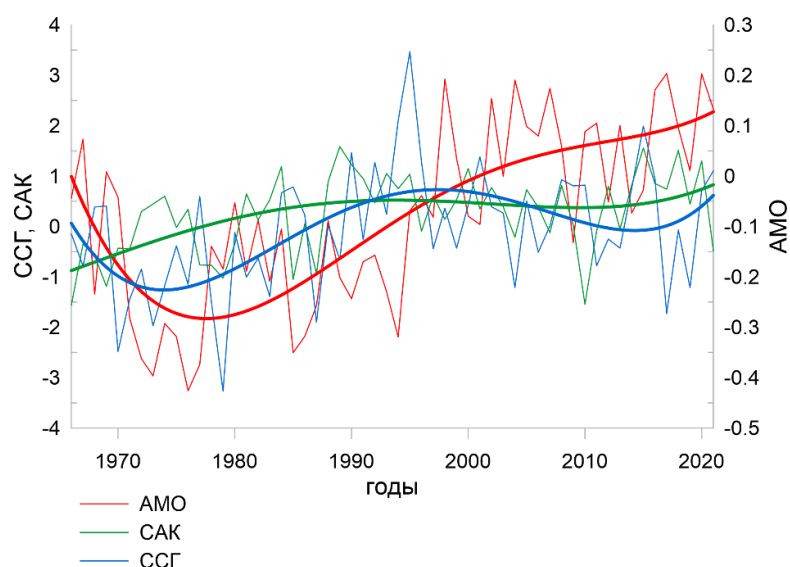


Рисунок 2.3 – Межгодовая изменчивости индексов АМО, САК, ССГ за январь-февраль 1966 – 2021 гг. Жирные линии – полиномиальные тренды 4-го порядка

Атлантическая мультideкадная осцилляция (АМО) характеризуется индексом АМО (рис. 2.3) – квазипериодическими колебаниями температуры поверхности океана в Северной Атлантике с периодами от 50 до 100 лет [Kerr, 2000]. Данное явление оказывает значительное влияние на климат Атлантико-Европейского региона [Enfield et al., 2001; Knight et al., 2006]. Ключевым механизмом реализации этих воздействий выступает атмосферная реакция на аномалии теплосодержания океана.

Сведения о широтных смещениях положения Гольфстрима содержатся в массиве данных индекса «северной стены» Гольфстрима (ССГ) [www.pml.ac.uk/gulfstream] (рис. 2.3). Ряд, полученный на основе обработки аэро- и спутниковых наблюдений, выполненных с 1966 г. на участке, где струя отрывается от вдольберегового положения, представлен в работе [Taylor, Stephens, 1998]. В ней проанализированы временные ряды меридиональных отклонений положения северной границы Гольфстрима от среднего значения широты на шести долготах на участке между 65° и 79° з.д., который называется «северная стена» Гольфстрима [Taylor, Stephens, 1998; Крашенинникова, Шокурова, 2018]. Анализ проводился методом главных компонент. Результирующий ряд индекса ССГ представляет собой первую главную компоненту, характеризующую смещение всего анализируемого

участка Гольфстрима. Положительные значения индекса (положительная фаза индекса ССГ) соответствуют смещениям к северу «северной стены», а отрицательные значения (отрицательная фаза индекса ССГ) – ее смещениям к югу. Изменение широтного положения Гольфстрима сопровождается возникновением аномалий температуры и скорости течений в районах его смещения, а также в других районах Северной Атлантики за счет переноса тепла течениями. Исследований пространственного распределения аномалий температуры и скорости течений на основе данных океанических реанализов, созданных в настоящее время и имеющих длинные временные ряды на регулярной сетке, ранее не проводилось.

2.9 Материалы исследования

В диссертационной работе для анализа гидрометеорологических параметров разномасштабных регионов Атлантического бассейна использовались следующие материалы, представленные в (табл. 2.2).

Таблица 2.2 – Сводная таблица используемых данных гидрометеорологических параметров (температуры воды (T_w , °C) и воздуха (T_a , °C), солёности (S , епс), высота (SWH_{max} , м) и направление (Dir_{max} , °) волн, скорости течений (U , V , м·с⁻¹) и ветра (V_a , м·с⁻¹), направление ветра (w_{direct} , °)) в разных регионах Атлантического бассейна в разные годы

Район	Годы	Параметры	Тип данных
Северная Атлантика	1992–2015, 1979–2022, 1992–2015, 1992–2001, 1993–2021, 2004–2015, 1992–2008	S , T_w , U , V	Океанические ре-анализы: ORAS4, ORAS5, GECCO, ECCO, GLORYS12v1, GLORYS2v4, SODA
	2021–2024, 1950–2018	S , T	Контактные данные, WODB
Северная часть Черного моря	1992, 2021, 2022, 1950–2018	S , T , U , V	Контактные данные, WODB
	1950–2005, 2006–2015, 1946–1955	T_a , V_a , w_{direct}	Модели CMIP5
	1950–2015	T_a , V_a , w_{direct}	Данные метеостанции Керчь, Евпатория
	1993–2022	T_w	Спутниковые данные

Район	Годы	Параметры	Тип данных
Прибрежная акватория Севастополя	2000–2021	T_a	Данные метеостанций
	1960–2004, 2011–2017	V_a, w_{direct}	Данные метеостанций, Атмосферные реанализы: <i>ERA-Interim, ERA5</i>
	1960–2017, 1960–2004, 2011–2017	T_w	Контактные данные
Прибрежная акватория Карадага	1989–2022	T_w	Спутниковые данные
	1989, 1992, 2003, 2004, 2009–2011, 2013–2017, 2019, 2021, 2022	S, T_w	Контактные данные
	2004–2017	$SWH_{\text{max}}, Dir_{\text{max}}$	Модель SWAN
	2004–2019	$SWH_{\text{max}}, Dir_{\text{max}}$	<i>Black Sea Waves Reanalysis</i>
	2004–2021	$T_a, V_a, w_{\text{direct}}, SWH_{\text{mean}},$	Атмосферные реанализы: <i>NCEP CFSR, NCEP CFSv2, ERA5, ERAInterim</i>
Прибрежная акватория Кацивели	1992–2021	T_a, T_w	Данные метеостанции, данные термокосы
Севастопольская бухта	2012–2021	$T_w, T_a, V_a, w_{\text{direct}}$	Контактные данные

Материалы контактных измерений. В диссертационной работе использовались следующие данные контактных измерений:

– Данные о температуре поверхности воды, солёности и биогенных элементов в Северной Атлантике, полученные в ходе 60 и 63, 66 рейсов НИС «Академик Иоффе» 11.2021–2.2022 г., 9–11.2022 г., 7–9.2024 г. соответственно., а также Международного банка данных (WODB) за 1950–2018 гг. [Boyer et al., 2018].

– Данные о температуре и солёности, попутные концентрации биогенных элементов (нитратов (мг/л), нитритов, кремния, общего фосфора (мкг/л)), полученные в рейсе № 60 НИСП "Г. Ушаков" в марте 1992 г. и рейсах № 57 и № 61 НИС "Э. Кренкель" в мае и июле 1992 г. [Дзицкий и др., 2011].

– Данные о температуре, солёности воды, кислороде, мутности в 116, 121, 122, 123, 124, 127 рейсах НИС «Профессор Водяницкий» были получены на борту судна

прибором *Idronaut Ocean Seven 320+* [<https://www.idronaut.it/multiparameter-ctds/oceanographic-ctds/os320plus-oceanographic-ctd/>].

– Данные по температуре поверхности в прибрежной акватории Севастополя, и Севастопольской бухте маломерных судов ФИЦ ИнБЮМ при отборе проб при помощи гидрологического термометра (2010–2021 гг.) и/или погружного CTD-зонда (Mini CTD Profiler Valeport Limited, Великобритания) (2011–2021 гг.). Скорость (V_a , м·с⁻¹) и направление ветров определяли с помощью судовой метеостанции, температуру воды – термометром.

– Данные о температуре поверхности моря на береговом метеорологическом пункте в п. Кацивели за июнь, содержащие 3 измерения в сутки в 8, 12 и 17 часов за 1992–2021 г. [Куклин и др., 2014]. Использовались 1-минутные данные оперативного контроля вертикального распределения температуры морской воды (измерительной косы с датчиками температуры) на Черноморском полигоне МГИ РАН [Банк океанографических данных МГИ, 2016; Толстошеев и др., 2020]. Система установлена на стационарной морской платформе, расположенной в прибрежной зоне Черного моря в поселке Кацивели на расстоянии ~ 450 м от берега. Глубина места 30 м.

– Ретроспективные данные о температуре воды, солёности в прибрежной акватории Севастополя и Севастопольской бухте в 1960–2002 гг. [Халиулин и др., 2016], в 2003–2017 гг. [Troshchenko et al., 2020], а также данные за 2003–2008 гг. [Troshchenko et al., 2020].

– Данные о температуре воздуха вблизи акватории Севастополя были взяты на метеостанции Херсонесский маяк [https://rp5.ru/Архив_погоды_на_Херсонесском_маяке] за 2008–2021 гг. и г. Севастополь (44.62° с.ш., 33.53° в.д., высота 6 м над уровнем моря) за 2009–2017 гг. [<http://www.sevmeteo.info/archive.htm>, <http://weatherarchive.ru/Sea/Sevastopol>, https://rp5.ru/Архив_погоды_в_Севастополе; <https://watsen.info/weather>]. По ним рассчитывали суммарные температуры поверхности моря за май–октябрь (ΣT_{5-10} , °C), июнь–август (ΣT_{6-8} , °C), июль–сентябрь (ΣT_{7-9} , °C), а также среднезимние температуры (январь–февраль; T_{1-2} , °C). Также использовались данные непрерывных

наблюдений за температурой воздуха на метеостанциях Ялта, Карадаг, Керчь, Туапсе, Феодосии, Сочи, Геленджик, Никитский ботанический сад, Адлер, охватывающие побережье Крыма и Кавказа [<http://www.pogodaiklimat.ru/history>].

– Данные о скоростях и направлениях ветров на метеостанциях г. Севастополь на высоте 6 м над уровнем моря в 1960–2004 гг. [Халиулин и др., 2016], за 2011–2017 гг. [<http://www.pogodaiklimat.ru/weather.php>], г. Евпатория, г. Керчь. [<http://gis.ncdc.noaa.gov/map/viewer/#app=cdo&cfg=cdo&theme=temp&layers=1>].

Данные спутниковых наблюдений. В диссертационной работе использовались следующие спутниковые данные о гидрометеорологических параметрах:

– Данные о температуре поверхности воды в Северной Атлантике спутниковых наблюдений *The National Aeronautics and Space Administration (NASA)* [<https://data.nasa.gov>].

– Данные о температуре поверхности воды в Черном море, полученного по контактному данным, использовались данные спутниковых наблюдений *MODIS-Aqua* [<http://dvs.net.ru/mp/data/modis/2105/210509lg.gif>] за 3 января 2021 г., 3 января 2012 г.

Атмосферные реанализы. Для исследования причин и механизмов изменений гидрометеорологических параметров необходимо наличие качественных, однородных и длительных массивов данных наблюдений. Создание таких массивов данных является одной из основных задач многих международных, региональных наблюдательных программ под руководством *WMO*, *NOAA*, *UNESCO* и др. Имеющиеся на сегодняшний день данные наблюдений позволяют выделять и анализировать лишь отдельные временные масштабы изменчивости глобальной системы океан – атмосфера. Научно-технические достижения, а также усовершенствование компьютерных технологий способствовали получению более точных и надежных массивов данных для исследования изменчивости на разных временных масштабах таких характеристик, как температуры воздуха, скорость и направление ветра и др.

Для анализа ветровых характеристик (скорости и направления ветра, касательного напряжения трения, завихренности ветра и т.д.) в последние 10–15 лет

используются данные атмосферных реанализов – *NCEP/NCAR*, *ERA-interim*, *ERA5*, *NCEP-DOE*, *MERRA2*, *JRA-55* и др. [Аверьянова и др., 2019; Krashenninnikova et al., 2019, 2021, 2022, 2023, 2024], основные характеристики которых представлены в табл. 2.3.

Таблица 2.3 – Основные характеристики атмосферных реанализов

Реанализ	Рассматриваемый период, гг.	Использованные параметры	Дискретность °шир. × °дол.	Используемая модель	Вертикальное разрешение модели, уровни	Временное разрешение выходных данных
<i>NCEP-DOE</i>	1979–2019	u, v	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	Global Forecast System (GFS)	28	6 ч
<i>ERA-Interim</i>	1979–2022	u, v	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$ $0.75^\circ \times 0.75^\circ$	Integrated Forecast System (IFS) 2006 г. (Cy31r2)	60	6 ч
<i>MERRA2</i>	1980–2019	u, v	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	Goddard Earth Observing System Model, Version 5 (GEOS-5)	72	1 ч
<i>JRA-55</i>	1958–2019	u, v	$1.25^\circ \times 1.25^\circ$	Japanese Meteorological Agency's operational system, December 2009	60	6 ч
<i>ERA5</i>	1979–2022	u, v	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	(JMA 2007, 2013b)	60	1 мес

Реанализы могут давать разные результаты анализа гидрометеорологических параметров, что связано с выбором метода усвоения экспериментальных данных, методики расчета касательных напряжений трения ветра, а также с пространственно-временной структурой и сглаживанием используемых данных наблюдений [Полонский и др., 2017].

В диссертационной работе использовались данные атмосферных реанализов:

– Данные о скорости ветра на высоте 10 м с дискретностью 6 часов атмосферного реанализа *ERA-Interim* ($0.75^\circ \times 0.75^\circ$, 6 ч) [Dee et al., 2011].

– 6-часовые данные о компонентах скорости ветра (u, v) на высоте 10 м с пространственным разрешением ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) атмосферного реанализа *ERA5* за 1979–2021 гг. [Hersbach, 2020].

– данные о температуре воздуха реанализа *ERA5* [Hersbach et al., 2020].

Океанические реанализы. В диссертационной работе использовались данные океанических реанализов, качество которых описано в работе [Демидов и др., 2019, Крашенинникова, 2019] для исследования изменчивости поверхностной меридиональной циркуляции (термохалинных характеристик, скорость течений, выделения водных массы). К их числу относятся реанализы *ECCO2*, *GECCO*, *ORA*, *SODA*, *GLORYS12v1* и др. (рис. 2.3, табл. 2.4).

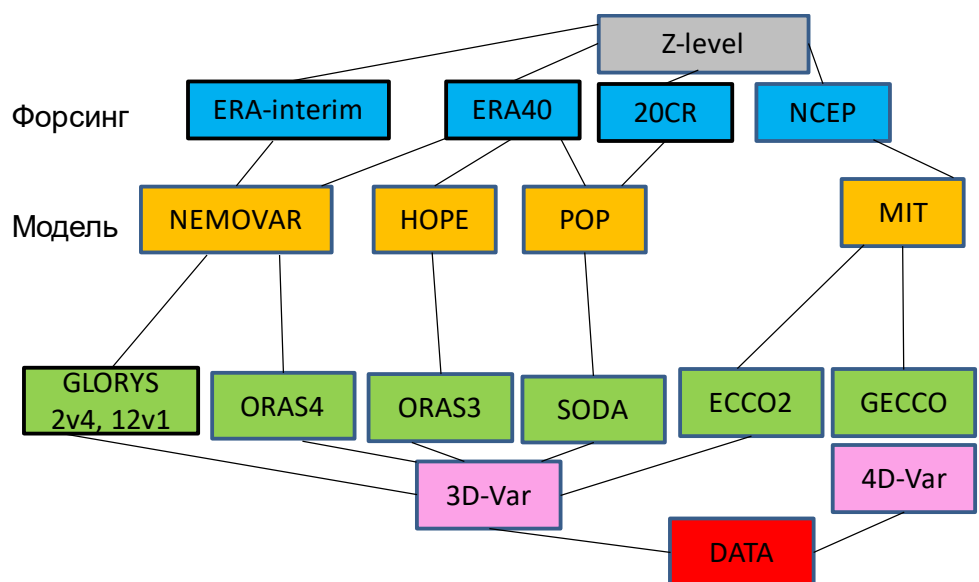


Рисунок 2.3 – Схема реанализов

Таблица 2.4 – Используемые океанические реанализы для расчета температуры воды, солёности, скоростей течений в Атлантике и Черном море

Реанализ	Рассматриваемый период, гг.	Использованные параметры	Дискретность шир. × дол.	Переменные / модели / атмосфера	Горизонты ниже 5000 м
<i>ECCO2</i>	1992–2001	V	1° × 1°	3D / MIT / NCEP	5039, 5461, 5906
<i>SODA2.2.4</i>	1992–2008	V, θ	0.5° × 0.5°	3D / POP / ERA40	5125, 5375
<i>GECCO2</i>	1992–2015	V	1° × 1°	4D / MIT / NCEP	5039, 5461, 5906
<i>ORAS3</i>	1992–2011	V	1° × 1°	3D / HOPE / ERA40	5050, 5250
<i>ORAS4</i>	1992–2015	V, θ	1° × 1°	3D / NEMO / ERAInterim	5050, 5250
<i>ORAS5</i>	1992–2015	V, θ	1° × 1°	3D / NEMO / ERA40	5089, 5291, 5494, 5698, 5902
<i>GLORYS12v1</i>	2004–2015	V, θ	1/12° × 1/12°	3D / NEMO / ERAInterim	5274, 5500
<i>GLORYS2v4</i>	2004–2015	V, θ	0.25° × 0.25°	3D / NEMO / ERAInterim	5089, 5291, 5494, 5698
<i>EN4.2</i>	1992–2017	θ	1° × 1°	объект. интерп. / без атмосферы	5050, 5350

Реанализы представляют собой данные, регулярно распределенные по пространству (с шагом сетки 1/12°–1°) и времени, содержащие

систематизированную, комбинированную информацию из разных источников (контактных и спутниковых наблюдений) за период 50–150 лет, обработанную различными 3D- и 4D-моделями. Однако не во всех районах земного шара океанические реанализы показывают адекватные результаты [Крашенинникова, Демидов, 2017]. Это связано с сильным сглаживанием данных по пространству, так как все реанализы имеют разный форсинг (данные о фактическом ветре *NCEP* (*National Centers for Environmental Prediction*), *ERA40* (*ECMWF Re-Analysis 40*), *ERAinterim* (*ECMWF Re-Analysis Interim*) и др.) и используют различные имитационные модели общей циркуляции океана (*MIT* (*MIT General Circulation Model*), *POP* (*Parallel Ocean Program*), *HOPE* (*Hamburg Ocean Primitive Equation*), *NEMO* (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*)) для усвоения данных [Крашенинникова, Демидов, 2017; Демидов и др., 2019]. Поэтому, прежде чем использовать эти данные для решения гидрофизических задач, в диссертации проводилось сравнение данных реанализов и контактных наблюдений.

В диссертационной работе использовались следующие данные:

– среднемесячные значения потенциальной температуры (θ , °C) на глубине 5 м и скорости поверхностных течений (u , v , м·с⁻¹) океанического реанализа *ORA-S4* в Северной Атлантике с пространственным разрешением (1°×1°) за 1958–2017 гг. в районе 0–89° с. ш., 85° з. д. – 60° в. д. Использование океанического реанализа *ORA-S4* обусловлено тем, что он достаточно хорошо описывает поверхностные скорости течений и температуру в Северной Атлантике на межгодовых и междесятилетних масштабах [Balmaseda et al., 2013; Krasheninnikova et al., 2020, 2021].

– Данные о потенциальной температуре воды θ , °C, солёности S , епс, компонентах скоростей течений V (м·с⁻¹) и U (м·с⁻¹) океанического реанализа *GLORYS12v1* [<https://marine.copernicus.eu/>] в Тропической Атлантике и Черном море высокого пространственного разрешения (1/12°×1/12°) за разные сезоны 2000–2022 г. В данном реанализе в качестве форсинга использовался атмосферный реанализ *ERA-Interim*, данные обрабатывались 3D-моделью *NEMO*. На основе данных о компонентах скорости течений был рассчитан модуль скорости, по которому построена карта скоростей течений. Для иллюстрации направлений течений

стрелками реализован алгоритм обобщения скоростей течений с отсечением скоростей течений менее $3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Волновой реанализ. В диссертационной работе использовался *Black Sea Waves Reanalysis* [Staneva et al., 2022]. Этот реанализ полезен из-за его широкого временного покрытия (1950–2022 гг.) и относительно высокого временного и пространственного разрешения (1 час и 0.25° соответственно). Данные из реанализа были извлечены для узла сетки реанализа в 44.9°с.ш. , 35.25°в.д. и охватывали период 09.2004–2019.

Модели CMIP5. Исследованию региональных изменений параметров ветра посвящены многие работы, в частности, по Черноморскому региону России [Иванов и др., 2011; Костяной и др., 2014; Воскресенская и др., 2016; и др.], также существуют региональные проекции климата в рамках проекта CORDEX [Önol et al., 2014] и 5-й Оценочный доклад МГЭИК об изменениях климата (*Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2014 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects. Cambridge University Press, 2014*).

Численное моделирование является одним из основных инструментов для изучения изменения климата и климатообразующих факторов [Moss et. al., 2010; Ефимов и др., 2011; Taylor et. al, 2012 и др.]. К настоящему времени в рамках проекта CMIP5 разработаны различные глобальные климатические модели. С их помощью воспроизведены изменения климата планеты в XX и XXI вв. с учетом различных вариантов антропогенной нагрузки на окружающую среду [Moss et. al, 2010; Taylor et. al., 2012]. Они используются для прогнозирования изменений глобального климата планеты. Таким образом, численное моделирование позволяет рассчитывать: направление и скорость ветра, температуру воздуха и др.

В диссертационной работе использовались данные глобальных численных моделей проекта CMIP5 для оценки специализированных климатических температуры воздуха и скорости и направления ветра:

– Результаты расчетов приповерхностной температуры воздуха над Черноморским регионом глобальных климатических моделей проекта CMIP5 (MPI-

ESM-LR, *MPI-ESM-MR*, *GFDL-CM3*) исторического массива (2006–2023 гг.), и прогностического (2024–2074 гг.).

– Результаты расчетов среднегодовой скорости ветра на высоте 10 м по данным глобальных климатических моделей проекта *CMIP5* (*MPI-ESM-LR*, *MPI-ESM-MR*, *HadGEM2-AO*, *IPSL-CM5A-LR*, *IPSL-CM5B-LR*, *INMCM4*, *GFDL-CM3* и др.) [Taylor et al., 2012], имеющих пространственное разрешение от 1.8° до 3.75° . исторического массива (2006–2015 гг.), и прогностического 2046–2055 гг.

Модель SWAN. В диссертационной работе использовались результаты численного моделирования по модели *SWAN* о параметре средней и максимальной высот ветровых волн (SWH_{mean} , м SWH_{max} , м) и направлении, соответствующего максимальной высоте значительных волн (Dir_{max} , $^\circ$) для узла сетки с координатами 44.9° с.ш., 35.25° в.д. за 2004–2017 гг. Применялась спектральная модель третьего поколения *SWAN V.41.10* [Booij et al., 1999; Ris et al., 1999]. В качестве входных данных использовались поля ветра из реанализов *NCEP CFSR* [Saha et al., 2010] и *NCEP CFSv2* [Saha et al., 2014]. Расчеты проводились на неструктурной расчетной сетке, шаг которой варьируется от 15 км на море до 200–500 м в прибрежных районах. Для проверки результатов моделирования были использованы данные трех независимых источников: измерения лазерного высотомера, установленного на причале в порту Новороссийск [Myslenkov, Chernyshova, 2016]; измерения заякоренного волнового буя, расположенного в 7 км от Геленджика [Bukhanovskij et al. 2000]; измерения со спутникового высотомера *AltiKa*, установленного на спутнике *SARAL* [Steunou et al., 2015]. Сравнение этих данных показало, что в целом моделирование ветрового волнения выполнено на качественном уровне. Более подробное описание технологии моделирования параметров ветрового волнения и их проверки приведено в [Gippius, Myslenkov, 2020].

Выводы к главе 2

В главе 2 выполнен обобщенный анализ гидрометеорологических факторов в разномасштабных регионах Атлантического бассейна по данным контактных и спутниковых наблюдений, реанализов, моделей проекта *CMIP5*.

Исследованы основные механизмы, ответственные за горизонтальный и вертикальный обмен вод. К ним относятся: течения, прибрежные и глубоководные апвеллинги, соленостные, температурные, плотностные фронты, завихренности ветра и течений, ветровые волны, скорость, направление и повторяемость ветров, глобальные климатические сигналы (североатлантическое колебание). Описаны классические методики измерения и расчетов указанных параметров, и материалы, по которым производились исследования.

Предложен комплексный подход к выделению зон прибрежных апвеллингов, включающий в себя совместный анализ гидрометеорологических и гидрохимических параметров, а также показателей планктона. Он включает в себя анализ горизонтального и вертикального распределения этих параметров, а также статистическую их обработку, основанную на корреляционном анализе Пирсона, Спирмена, анализе главных компонент *PCA* и многофакторного анализа *ANOVA*. Для оценки глубоководных апвеллингов необходимо проводить совместный анализ полей скоростей течений, скорости и направления, повторяемости ветра, рассчитанных завихренностей скоростей ветра и течений, а также дивергенций.

Рассмотрена возможность определения областей подъема и опускания вод как по температурным, так и ветровым характеристикам на межгодовых масштабах изменчивости.

Показано, что возникновение апвеллингов и их пространственно-временной масштаб зависят от направления и скорости ветра, продолжительности его действия, стратификации и динамических условий в море.

ГЛАВА 3 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАНКТОНА

Планктон – это совокупность мелких растительных и животных организмов, живущих в толще воды, не способных противостоять переносу течением. В диссертационной работе основное внимание уделено фито-, зоо- и ихтиопланктону.

3.1 Численность, биомасса и видовой состав фитопланктона

Общие сведения о фитопланктоне. Фитопланктон является первичным звеном трофической цепи [Moncheva et al., 2010; Winder, Sommer, 2012; Naselli-Flores, Padisák, 2023]. Его основу составляют микроводоросли и цианобактерии [Lobus, Kulikovskiy, 2023]. Фитопланктон чувствителен к изменениям в окружающей среде. Размерные параметры видов фитопланктона имеют широкий диапазон вариаций – как в пределах размера одного вида, так и между видами. Размерный диапазон фитопланктона в океане превышает девять порядков [Marañón, 2015]. Мелкоразмерный фитопланктон часто доминирует в олиготрофных районах открытого океана, тогда как более крупные клетки чаще преобладают в эвтрофных прибрежных районах и в зонах апвеллинга [Finkel et al., 2007]. Наименьшим по размеру и наиболее распространенным компонентом фитопланктона на Земле является пикофитопланктон (≤ 2 мкм) [Visintini et al., 2021]. Наиболее распространенные основные группы фитопланктона (диатомовые водоросли, динофлагелляты, примнезиофиты, хризифиты, криптофиты) являются представителями нано-, микро- и мезопланктона. Благодаря короткому жизненному циклу и быстрому размножению микроводоросли этих групп способны быстро реагировать на разнообразные факторы окружающей среды, что приводит к изменению их состава и плотности популяции [Barsanti, Gualtieri, 2014].

Интерес к моделям экосистем океана требует выяснения возможности выделения отдельных фитопланктонных сообществ и выявления особенностей их распределения в пространстве [Estrada et al., 2016]. Эти исследования крайне важны, так как многие биогеохимические важные функциональные группы, такие как

кокколитофорида, динофлагелляты и диатомовые водоросли, включают относительно крупных представителей, которые недостаточно охвачены методами, изучающими более мелкие и распространенные формы. Кокколитофорида является важными кальцифицирующими организмами, динофлагелляты подвижны и могут использовать вертикальную миграцию для добычи глубоководных питательных веществ в толще воды. Диатомовые водоросли характеризуются своими кремниевыми панцирями, являются ответственными за большую часть сезонного цветения и составляют основу классической пищевой цепи. Диатомовые водоросли являются ответственными за высокую долю экспорта углерода.

В диссертационной работе в основном исследуются вертикальное и горизонтальное распределение фитопланктона, относящегося к размерной группе микропланктона в западной, восточной частях Тропической Атлантики и Черного моря.

Роль фитопланктона в функционировании водных экосистем огромна. На фитопланктон приходится 1 % фотосинтетической биомассы на Земле, но, тем не менее, он обеспечивает почти 50 % глобальной чистой первичной продукции и является основным источником энергии для водных экосистем [Field et al., 1998], а также имеет глобальное значение для регулирования климата и биогеохимического круговорота веществ в природе. Судьба этих процессов критически зависит от состава сообщества фитопланктона. Понимание факторов, контролирующих видовой состав и динамику этих микроскопических организмов, является принципиально важной задачей для прогнозирования воздействия изменений окружающей среды на водные экосистемы.

Находясь на первом трофическом уровне, фитопланктон непосредственно или через промежуточные звенья пищевых цепей служит источником питания для других организмов, определяя тем самым биопродуктивность морских акваторий. Обладая высокой скоростью воспроизводства и быстро реагируя на изменения в экосистеме, он может служить индикатором экологического состояния водной среды, позволяющим оперативно оценить изменения, которые происходят в морской

экосистеме и выявить региональные особенности продуктивности вод [Константинов, 1986; Ведерников и др., 1989].

Динамика фитопланктона связана с годовыми колебаниями температуры, перемешиванием водной толщи, доступностью ресурсов и потреблением.

Изменения физических условий поступления питательных веществ и антропогенная нагрузка сильно влияют на разнообразие, структуру сообщества и временную динамику фитопланктона [Winder, Sommer, 2012]. В связи с усилением антропогенного воздействия на экосистемы, климат Земли за последние 100 лет потеплел на $\sim 0.6^{\circ}\text{C}$, что является беспрецедентным ростом по сравнению с прошлыми 1000 лет [IPCC, 2007], и ожидается, что этот темп ускорится в текущем столетии. Кроме этого, отмечается большая когерентность пространственной и временной изменчивости климата, обусловленной изменениями системы атмосфера-океан Земли [Stenseth et al., 2003]. Межгодовые и междекадные колебания могут оказывать сильное влияние на региональные климатические условия [Mantua et al., 2002; Stenseth et al., 2003]. Многие исследователи показывают связь между колебаниями климата и экологическими процессами, влияющими на динамику фитопланктона [Behrenfeld et al., 2006; Paerl, Huisman, 2008].

Климатические колебания температуры, изменения стратификации водной толщи, доступность света – все это влияет на интенсивность цветения, изменение размерной структуры и таксономического состава фитопланктона [Winder, Sommer, 2012]. Реакция фитопланктона может быть, как непосредственно через физиологию, так и косвенно через воздействие на него факторов окружающей среды, ограничивающих первичную продукцию, в первую очередь свет и питательные вещества. Глубокое понимание связей между гидрометеорологическими параметрами и динамикой фитопланктона важно для прогнозирования изменения состояния водных экосистем [Winder, Sommer, 2012; Krasheninnikova et al., 2019, 2022, 2024].

Фитопланктон в Черном море. В Черном море накоплены значительные данные о видовом составе, динамике численности и биомассе фитопланктона в разные сезоны. Наибольшее количество материала относится к западной части моря

[Белогорская, Кондратьева, 1965; Георгиева и др., 1993]. Исследования, проведенные в прошлом веке в северо-восточной части Черного моря, были крайне редкими. Есть примеры ежегодных исследований по изучению структуры фитопланктона в прибрежных и прилегающих водах вблизи Геленджика [Зернова, Незлин, 1983] и Анапы [Вершинин и др., 2004]. Эти исследования показали, что на этих участках наблюдаются 2–3 пика численности и биомассы фитопланктона [Silkin et al., 2021]. Первое весеннее цветение приходится на февраль–март и обусловлено интенсивным ростом диатомей. Второе цветение приходится на осень, менее мощное и также связано с ростом диатомей. Иногда как в заливах, так и в открытом море возникает третий пик, обусловленный ростом либо диатомей, либо динофлагеллят.

Исследования показали, что в 2000-е гг. произошла значительная трансформация структуры фитопланктона [Pautova et al., 2007]. Весеннее цветение диатомей стало менее интенсивным; одновременно возросла роль кокколитофоры *Emiliania huxleyi*, цветение которой стало отмечаться практически ежегодно в конце весны или начале лета. Роль динофлагеллят снизилась, и все изменения в составе доминантов происходят теперь в рамках системы «диатомей–кокколитофоры» [Silkin et al., 2014].

Кроме того, в ноябре–феврале в открытых водах отмечен интенсивный осенне-зимний рост кокколитофоров [Белогорская, Кондратьева, 1965; Kubryakov et al., 2019; Kubryakova et al., 2021]. Зимнее цветение диатомей наблюдалось в феврале [Mikaelyan, 1995].

В работе [Silkin et al., 2021] продолжены предыдущие исследования сезонной динамики фитопланктона в северо-восточной части Черного моря [Silkin et al., 2019; Крашенинникова и др., 2019]. Трехлетние исследования (в 2016, 2017 и 2019 гг.) годовой динамики фитопланктона в северо-восточной части Черного моря [Silkin et al., 2021] показали, что:

– Видовой состав фитопланктона не претерпел существенных изменений по сравнению с предыдущими годами. Численность фитопланктона определяли по кокколитофорице *Emiliania huxleyi*, мелким жгутиконосцам и диатомовым водорослям. Биомассу составляли диатомеи, кокколитофоры и динофлагелляты.

– Годовая динамика $C_{\text{хл}}$ по спутниковым данным имела *U*-образную кривую с минимумом летом. Пики $C_{\text{хл}}$ отмечаются весной и осенью, а иногда и летом. В период стратифицированной водной толщи сильные ветры регулярно приводят к заметному увеличению содержания хлорофилла-*a*. В нестратифицированный водный период связи между ветровым перемешиванием и количеством фитопланктона не обнаружено.

– Сезонная динамика фитопланктона имела следующую закономерность: мелкие диатомовые водоросли (весна) → кокколитофорида (конец весны, начало лета) → крупные диатомовые водоросли (лето, осень). Такая картина была характерна для предыдущих десятилетий.

– Совместное воздействие устойчивого прибрежного ветра и сильного течения может вызвать цветение диатомей в период стратифицированной воды, даже если скорость ветра умеренная.

Видовой состав.

Тропическая Атлантика. Фитопланктон тропической Атлантики состоял в основном из динофлагеллят, его численность была низкой, но видовое разнообразие высоким [Роухянен, 1988]. Размерная структура фитопланктона в экваториальных водах Атлантики довольно постоянна: преобладает мелкоклеточный фитопланктон [Pe´rez et al., 2005]. Зимой 2022 г. в западной части Тропической Атлантики выявлено всего 154 вида и разновидности водорослей, относящихся к 7 отделам: Miozoa, Bacillariophyta, Ochrophyta, Haptophyta, Cercozoa, Eukaryota неотнесенного типа, Cyanobacteria. Основу фитопланктона составляли динофитные и гаптофитные микроводоросли (54% и 21% от общего числа видов), доля которых преобладала практически на всех станциях [Krasheninnikova et al., 2023; 2025]. Наиболее разнообразными оказались роды, соответствующие динофитовым водорослям: *Protoperiedinium* (11 видов), *Prorocentrum* (10 видов), *Oxytoxum* (9 видов), *Amphidinium* (8 видов). Среди гаптофитных микроводорослей наиболее разнообразными оказались *Scyphosphaera* (6 видов) и *Pontosphaera* (4 вида).

В пробах фитопланктона восточной части Атлантики было идентифицировано 39 видов фитопланктона, относящихся к динофлагеллятам (21 вид родов *Neoceratium*, *Protoperidinium*, *Dinophysis* и др.), диатомовым водорослям (17 видов родов *Chaetoceros*, *Nitzschia*, *Thalassionema* и др.), *Prasinophyceae* (один вид рода *Pterosperma*) [Артамонова и др., 2023].

Район I (район Канарского течения (42° 40.03' с.ш., 15° 14.59' з.д.; 22° 00.20' с.ш. 21° 56.50' з.д.) характеризовался низким видовым разнообразием (11 таксонов). Исследование северных районов выявило наличие динофитов, характеризующихся округлыми, сложными формами, включающими как крупноклеточные, так и мелкоклеточные виды. Напротив, в южных районах наблюдалось присутствие крупноклеточной, вытянутой диатомовой водоросли *Proboscia alata* (табл. 3.1, 3.2).

Таблица 3.1 – Доминирующие* виды фитопланктона (*численность видов $\geq 10\%$ от общей численности фитопланктона; ** в скобках – % видов в общей численности фитопланктона/диапазон биомассы) [Артамонова и др., 2023]

Станция	0 м	20 м	50 м
Регион I	<i>Neoceratium furca</i> (15/84)**	<i>Amphydinium extensum</i> (33–91)	<i>Neoceratium longirostrum</i> (25/72)
	<i>Proboscia alata</i> (57/11)	<i>Neoceratium macroceros</i> (17/–)	<i>Nitzschia tenuirostris</i> (50/–)
		<i>Proboscia alata</i> (33/–)	<i>Oxytoxum</i> sp. (50/29)
		<i>Tripos mueleri</i> (16–100/10–100)	<i>Proboscia alata</i> (25/22)
Регион II			<i>Protoperidinium minutum</i> (100/100)
	<i>Chaetoceros affinis</i> (75/99)	<i>Amphydinium extensum</i> (14/98)	<i>Chaetoceros affinis</i> (65/16)
	<i>Chaetoceros peruvianus</i> (47/13)	<i>Neoceratium longirostrum</i> (33/94)	<i>Chaetoceros peruvianus</i> (29/61)
	<i>Gonyaulax spinifera</i> (20/24)	<i>Chaetoceros affinis</i> (64/57)	<i>Dinophysis rotundata</i> (50/78)
	<i>Gymnodinium wulffii</i> (20/12)	<i>Dinophysis acuminata</i> (–/26)	<i>Dactyliosolen fragilissimus</i> (12–67/–)
	<i>Oxytoxum</i> sp. (10–33/11–20)	<i>Dinophysis rotundata</i> (10–25/11–15)	<i>Nitzschia tenuirostris</i> (40–100/20–100)
	<i>Proboscia alata</i> (10–33/95)	<i>Gymnodinium wulffii</i> (29/–)	<i>Proboscia alata</i> (–/16–23)
	<i>Protoperidinium pentagonum</i> (20/24)	<i>Nitzschia tenuirostris</i> (12–14/–)	<i>Pseudosolenia calcar-avis</i> (33/93)
	<i>Scrippsiella acuminata</i> (19–40/49–77)	<i>Oxytoxum</i> sp. (10–26/11–15)	<i>Pterosperma</i> sp. (–/37)
	<i>Thalassiosira eccentrica</i> (20/24)	<i>Scrippsiella acuminata</i> (12–100/18–100)	<i>Pseudo-nitzschia calliantha</i> (79/–)
		<i>Thalassiosira eccentrica</i> (14/–)	<i>Scrippsiella acuminata</i> (29–50/20–22)
		<i>Tripos mueleri</i> (25–100/38–100)	<i>Thalassiosira eccentrica</i> (100/30–81)

Станция	0 м	20 м	50 м
Регион III	<i>Neoceratium lineata</i> (–/73) <i>Neoceratium pentagonum</i> (14/26) <i>Chaetoceros affinis</i> (37/–) <i>Chaetoceros peruvianus</i> (20/10) <i>Chaetoceros curvisetus</i> (77/18) <i>Dactyliosolen fragilissimus</i> (–/10) <i>Nitzschia tenuirostris</i> (12/–) <i>Proboscia alata</i> (12–100/28–100) <i>Prorocentrum maximum</i> (–/25) <i>Pseudo-nitzschia calliantha</i> (12–64/–) <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> (33/11–85) <i>Thalassionema nitzschioides</i> (12/10)	<i>Chaetoceros affinis</i> (15/–) <i>Nitzschia tenuirostris</i> (50/18) <i>Proboscia alata</i> (12–83/18–97) <i>Protoperidinium diabolus</i> (20/–) <i>Pseudo-nitzschia calliantha</i> (19–36/33) <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> (22–97/56–82)	<i>Chaetoceros peruvianus</i> (23–38/14) <i>Nitzschia tenuirostris</i> (12–30/–) <i>Proboscia alata</i> (15–46/32–82) <i>Pseudo-nitzschia calliantha</i> (27–50/12–22) <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> (14/92) <i>Pterosperma</i> sp. (10/64) <i>Protoperidinium pentagonum</i> (15/53) <i>Thalassionema nitzschioides</i> (28/43) <i>Thalassiosira eccentrica</i> (–/34)

В Регионе II (район между нагорьем и Восточной частью Центральной Атлантики (10° 9.53' с.ш. 20° 23.10' з.д.; 0° 33.13' с.ш. 14° 36.74' з.д.) было обнаружено 25 видов микроводорослей, из которых 14 видов обитали в поверхностном слое, 18 видов — в 20-метровом и 19 видов — в 50-метровом. Колониальные диатомовые водоросли *Chaetoceros affinis* (сплюснутые, с длинными щетинками) и *Thalassiosira eccentrica* (сплюснутые) (табл. 3.1) доминировали во всей толще воды. На севере Региона II значительную долю численности и биомассы также составляли мелкие округлые динофиты (род *Gymnodinium* и *Scrippsiella*). На юге диатомовая водоросль *P. alata* (вытянутые крупные клетки) наблюдалась на глубине 0, 20 и 50 м. Другие крупные вытянутые диатомовые водоросли – *Pseudosolenia calcar-avis* и *Dactyliosolen fragilissimus* – также были обнаружены на глубине 50 м в зоне экваториального апвеллинга, где были зафиксированы повышенные концентрации питательных веществ (табл. 3.1).

В регионе III (район Романш-Чейн разломов (0° 49.79' ю.ш. 13° 10.16' з.д.); 2° 5.92' ю.ш. 18° 25.36' з.д.) было зафиксировано 31 вид микроводорослей (21 вид в поверхностном слое, 20 видов на горизонте 20 м и 17 видов на горизонте 50 м). Здесь доминировали колониальные вытянутые диатомовые водоросли. Вытянутые клетки среднего размера (*Nitzschia tenuirostris*, *Pseudo-nitzschia calliantha*) и крупные (*P. alata*, *P. calcar-avis*) были общими доминирующими видами для всех горизонтов

(табл. 3.1, 3.2). По направлению от открытой акватории к берегу на фоне некоторого увеличения содержания силикатов и фосфатов в планктоне происходило разрастание водорослей разной формы и размеров (табл. 3.1, 3.2).

Таблица 3.2 – Фенология доминирующих видов фитопланктона

[Артамонова и др., 2023]

Виды фитопланктона	Размер, мкм (длина/ширина)	Форма, морфологические особенности	Регион
Diatoms			
<i>Proboscia alata</i>	214-950/8-10	prolate, cylindrical	I–III
<i>Pseudosolenia calcar-avis</i>	300-900/12-27	-//-	II–III
<i>Dactyliosolen fragilissimus</i>	40-95/10-16	-//-	III
<i>Nitzschia tenuirostris</i>	78-145/2-4	spindle-shaped, prolate with thin long ends	I–III
<i>Pseudo-nitzschia calliantha</i>	65-85/3-4	colonial, prolate with pointed tops	III
<i>Chaetoceros affinis</i>	7-14/7-14	colonial, oblate with lots of long, fine bristles	II–III
<i>Chaetoceros curvisetus</i>	7-21/7-15	-//-	III
<i>Chaetoceros peruvianus</i>	10-25/10-15	oblate with lots of long, fine bristles	II–III
<i>Thalassiosira eccentrica</i>	23-43/10-12	colonial, oblate	II–III
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	43-83/2-3	colonial, prolate, cylindrical	III
Dinophyta			
<i>Katodinium glaucum</i>	18-23/12-15	prolate, oblong	I–II
<i>Neoceratium furca</i>	170-320/40-60	prolate, triangular with three pointed horns	I–III
<i>Neoceratium lineata</i>	75-95/25-30	-//-	III
<i>Neoceratium macroceros</i>	180-280/45-62	round, fragile with three pointed horns	I
<i>Neoceratium longirostrum</i>	210-240/19-24	prolate, acerate with two pointed horns	I–II
<i>Tripos mueleri</i>	80-140/60-80	triangular with three pointed horns	I–II
<i>Oxytoxum sp.</i>	30-34/24-28	prolate, spindle-shaped	I–II
<i>Protoperidinium minutum</i>	20-24/20-22	Conglobate	I
<i>Protoperidinium pentagonum</i>	47-55/50-58	Pentagonal	II
<i>Protoperidinium diabolus</i>	50-66/35-55	oblong with three short horns	III
<i>Gonyaulax spinifera</i>	26-32/24-28	oblong c with two short spinescent	II
<i>Scrippsiella acuminate</i>	20-32/16/24	Oblong	II
<i>Gymnodinium wulffii</i>	14-17/10-12	-//-	II
<i>Dinophysis acuminate</i>	40-52/24-34	-//-	II
<i>Dinophysis rotundata</i>	32-45/30-43	-//-	II
<i>Prorocentrum maximum</i>	30-32/24-28	-//-	III
Другие			
<i>Pterosperma sp.</i>	12-28	Round	III

Черное море. Трофический статус Черного моря имеет широтную зональность, 80% речного стока сосредоточено в западной части, которая является наиболее эвтрофированной [Velikova et al., 1999; Bodeanu et al., 2004]. В восточной части Черного моря биомасса фитопланктона существенно ниже, чем в северо-западной

[Mikaelyan, 1995]. В диссертационной работе были оценены преобладающие виды фитопланктона в прибрежной акватории Карадагского заповедника в сентябре 2004–2019 гг. (табл. 3.3).

Таблица 3.3 – Преобладающие виды фитопланктона в Карадагском заповеднике в сентябре 2004–2019 гг.

Даты исследования	Доминирующий таксон и (процент от общей численности фитопланктона в регионе, %)	Доминирующий вид (>10%)	Источник
08.09.2004	diatoms/coccolithophore/ Chlorophyta (30...40/10...20/50...80)	diatoms: <i>Dactylosolen fragilissimus</i> coccolithophore: <i>E. huxleyi</i> Chlorophyta	Сеничева, Пospelова, 2015
23.09.2009	diatoms/Chlorophyta/Cyanophyta (68/13/17)	diatoms: <i>Proboscia alata</i> Cyanophyta, Chlorophyta	Пospelова, не опубл. данные
07.09.2010	diatoms/ Chlorophyta/ Cyanophyta (20/13/43)	diatoms: <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> , <i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i> , <i>Proboscia alata</i> Chlorophyta, Cyanophyta	Пospelова, не опубл. данные
14.09.2011	diatoms/coccolithophore/ Chlorophyta/ Cyanophyta (57/17/10/12)	diatoms: <i>Skeletonema costatum</i> , <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> , <i>Chaetoceros compressus</i> coccolithophore: <i>E. huxleyi</i>	Пospelова, не опубл. данные
13.09.2012	diatoms/dinoflagellates (90/10)	diatoms: <i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i> , <i>Pseudosolenia calcar-avis</i>	Пospelова, не опубл. данные
18.09.2013	diatoms/dinoflagellates/ coccolithophore (24/10/62)	diatoms: <i>Skeletonema costatum</i> , <i>Leptocylindrus danicus</i> <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> , <i>Cyclotella caspia</i> , dinoflagellates: <i>Gymnodinium wulfii</i> , <i>Tripus fusus</i> , <i>Prorocentrum micans</i> , <i>Protoperidinium divergens</i> coccolithophore <i>E. huxleyi</i>	Пospelова, не опубл. данные
23.09.2014	diatoms/dinoflagellates (84/11)	diatoms: <i>Pseudo-nitzschia seriata</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> , <i>Chaetoceros insignis</i> dinoflagellates: <i>Tripus furca</i> , <i>Tripus fusus</i> , <i>Prorocentrum micans</i> , <i>Protoperidinium stenii</i>	Пospelова, не опубл. данные

Даты исследования	Доминирующий таксон и (процент от общей численности фитопланктона в регионе, %)	Доминирующий вид (>10%)	Источник
22.09.2015	diatoms/dinoflagellates (86/11)	diatoms: <i>Leptocylindrus danicus</i> , <i>Proboscia alata</i> dinoflagellates: <i>Tripos fusus</i>	Поспелова, не опубл. данные
07.09.2016	diatoms/dinoflagellates (76/16)	diatoms: <i>Pseudosolenia calcar-avis</i> , <i>Skeletonema costatum</i> , <i>Leptocylindrus danicus</i> , <i>Pseudo-nitzschia seriata</i> dinoflagellates: <i>Gymnodinium wulffii</i> , <i>Tripos furca</i>	Поспелова, не опубл. данные
24.09.2019	diatoms/dinoflagellates/ coccolithophore (20...61/33...40/10...100)	diatoms: <i>Entomoneis alata</i> dinoflagellates: <i>Prorocentrum micans</i> , <i>Protoperidinium divergens</i> coccolithophore: <i>Pontosphaera nigra</i>	[Troschenko et al., 2021]

В исследуемой области было выявлено в общей сложности 124 вида микроводорослей. Наиболее многочисленными группами были диатомовые водоросли (48 видов) и динофлагелляты (51 вид). Другие таксоны были представлены значительно меньшим количеством видов: *Haptophyta* — 16, *Cyanophyta* — 4, *Chlorophyceae* — 1 и *Cryptophyceae* — 2 вида. На протяжении всего периода наблюдений преобладали диатомовые водоросли, в основном мелкоклеточные колониальные формы родов *Chaetoceros* H.S. Lauder, 1864, *Pseudo-nitzschia* (P.T. Cleve) Heiden in Heiden & Kolbe, 1928, *Skeletonema* Grév. Cleve, 1878, а также крупноклеточные виды *Proboscia alata* (Brightwell) Sundström, 1986 и *Pseudosolenia calcar-avis* (Schultze) Sundström, 1986. В этом исследовании также были оценены доминирующие виды фитопланктона в природном заповеднике Карадаг в период 2004–2019 гг. (Табл. 3.3).

Севастопольская бухта. Исследования изменчивости биомассы, численности и видового состава фитопланктона в Севастопольской бухте велись в работах [Барина и др., 2006; Чмыр и др., 2007; Стельмах, и др., 2009; Поспелова, Сеничева,

2018]. В них показано, что основную биомассу черноморского фитопланктона составляют диатомеи и динофлагелляты. Доминировать также могут кокколитофорида *E. huxleyi* [Микаэлян и др., 2011; Стельмах, Георгиева, 2014; Krasheninnikova et al., 2024].

Известно, что накопленных на сегодняшний день данных крайне недостаточно для оценки внутригодовой и межгодовой изменчивости характеристик фитопланктона в разные сезоны. Это связано с нерегулярностью отбора проб, а также сложностью методики определения характеристик фитопланктона. На сегодняшний день наиболее хорошо обеспечены данными наблюдений станции Веха и Равелин, которые расположены на внешнем рейде Севастополя и внутри Севастопольской бухты, соответственно.

На станции Веха зарегистрировано 95 видов и внутривидовых таксонов, относящихся к 9 отделам: диатомовых – 45 таксонов, динофитовых – 36 и 14 видов из других отделов. Выявлены массовые по численности мелкоклеточные виды фитопланктона *Chaetoceros affinis* Lauder 1864, *Ch. curvisetus* Cleve 1889, *Ch. muelleri* Lemmermann 1898, *Cyclotella caspia*, *Nitzschia tenuirostris* Mer. Manguin, 1952, *Skeletonema costatum* (Grév.) Cleve, 1878, вклад которых составлял от 30 до 90%. В августе основную долю биомассы составляли крупные формы диатомовых водорослей *Pseudosolenia calcar-avis* (Schultze) Sundström, 1986 (90%) и в сентябре – *Cerataulina pelagica* (P.T. Cleve) Hendey, 1937 (80%). В осенне-зимний период в фитопланктоне отмечено обилие динофитовых водорослей. Их доля составляла от 50 (февраль) до 97% (декабрь).

На станции Равелин было идентифицировано 110 видов и внутривидовых таксонов, относящихся к 10 отделам, основную долю которых составляли диатомовые (54%) и динофитовые (33%) водоросли. Выявлены доминирующие виды в биомассе фитопланктона из различных отделов водорослей: диатомовые (*Cerataulina pelagica*, *Chaetoceros curvisetus*, *Ch. socialis*, *Ditylum brightwellii* (T. West) Grunov 1885, *Pseudosolenia calcar-avis*); динофитовые (*Dinophysis fortii* Pavillard 1924, *Triplosira fusus*, *Peridinium* sp.); гаптофитовые (*Emiliania huxleyi* (Lohmann) W.W. Hay & H.P. Mohler). В сообществе фитопланктона на станции Равелин в апреле

отмечено интенсивное развитие диатомовых водорослей *Pseudo-nitzschia*. В мае их сменили микроводоросли из родов *Chaetoceros*, формировавшие весенний максимум фитопланктона. В июне отмечена вегетация кокколитофорида *Emiliania huxleyi*. Летний пик фитопланктона формировал крупноклеточный вид *Pseudosolenia calcaravis*, биомасса которого составила до 84% от суммарной *B* (июль). Осенью также преобладали диатомеи. В зимний период в фитопланктоне отмечено обилие примнезиофитовых микроводорослей.

Методика определения биомассы, численности, видового состава фитопланктона.

Северная Атлантика. Пробы для определения фитопланктона (2 л) отбирали в поверхностном 50-м слое в 60-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в западной Атлантике. Затем пробу воды пропускали через воронку обратной фильтрации и фиксировали 40 % формалином [Сорокин, 1979]. Подсчет клеток различной плотности и размерного состава осуществляли под световым микроскопом ЛОМО Микмед-2 увеличение (40×–1500×). Вычисление биомассы и численности фитопланктона проводилось по стандартной методике [Киселев, 1956].

В 63 рейсе НИС «Академик Иоффе» в восточную Атлантику образцы фитопланктона (6 л) фильтровали через мембраны ($D_{\text{пор}} = 1$ мкм) и фиксировали раствором Люголя. Отбор проб воды на биологические параметры с глубин 0, 20, 50 м проводили в Районах II, III батометрами Нискина (10 л), в Районе I – единичным батометром. Для определения биомассы и численности, а также видового состава фитопланктона пробы обрабатывали: в живой капле ($V = 0.01$ мл) и в загущенной капле ($V = 0.01$ мл, $V = 0.5$ мл) с помощью светового микроскопа *Olympus CX43* при увеличении 10×20 , 10×40 . Идентификация видов проводилась с использованием определителей [Киселев, 1950; Прошкина-Лавренко, 1955; Thomas, 1993; Крахмальский, 2011; Рябушко, Бегун, 2016]. Использовалась разработанная программа ФИЦ ИнБЮМ [Лях, Брянцева, 2001] для расчета численности и биомассы фитопланктона.

Черное море. Использовались данные о биомассе фитопланктона, полученные в рейсе № 60 НИСП "Г. Ушаков" в марте 1992 г. и рейсах № 57 и № 61 НИС «Э.

Кренкель» в мае и июле 1992 г. [Дзицкий и др., 2011]. Во все месяцы съемки были выполнены по единой схеме станций во всей северной половине Черного моря.

В работе использовались данные биомассы и численности фитопланктона, полученные в 121 рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (20.04.2022–14.05.2022 гг.). Отбор проб фитопланктона осуществлялся с помощью розетки с батометрами на глубинах 0, 20 м. В работе были систематизированы данные многолетних наблюдений за биомассой и численностью фитопланктона в весенний и осенний периоды, полученные в ходе экспедиций на маломерных судах ФИЦ ИнБЮМ в прибрежных районах Крыма (табл. 3.4, 3.5).

Таблица 3.4 – Характеристика данных о концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$), биомассе (B) и численности (N) фитопланктона, использованных в поверхностном слое в прибрежье Севастополя и Карадага весной в разные годы. * – измерения в прибрежной зоне Севастополя на маломерных судах [Krasheninnikova et al., 2024]

Месяцы / Годы	Источник данных
Район 1 (Севастополь)	
4–5 / 2000, 2001, 2002	[Стельмах и др., 2004]
4–5 / 2006, 2010	[Стельмах и др., 2018]
4–5 / 2003, 5 / 2011, 4 / 2016	Ли Р.И., перс.*
4–5 / 2019	[Finenko et al., 2021]
4–5 / 2021	116 рейс НИС “Профессор Водяницкий» данные Ли Р.И.
Район 2 (Карадаг)	
4 / 1989	[Кривенко, Пархоменко, 2010]
4 / 1992	[Krasheninnikova et al., 2022]
5 / 2003	[Сеничева, 2004]
4–5 2009	[Kovrigina et al., 2010]
5 / 2011–2015	[Pospelova, Senicheva, 2018]
4–5 / 2016	84 рейс Р НИС “Профессор Водяницкий» Ли Р.И., перс.
4 / 2017	93 рейс НИС “Профессор Водяницкий» Ли Р.И., перс.
4–5 / 2019	[Finenko et al., 2021]
4–5 / 2021	116 рейс НИС “Профессор Водяницкий» данные Ли Р.И., перс.

Экспедиционные исследования на маломерных судах и НИС «Профессор Водяницкий» проводились в Центре коллективного пользования НИС «Профессор Водяницкий» ФИЦ «А.О. Ковалевского Институт биологии южных морей РАН».

Таблица 3.5 – Характеристика данных о биомассе и численности фитопланктона в прибрежье Карадага осенью 2004–2019 гг.

п/п	Параметр	Дата	Номера станций биологических
1	B, N	8.09.2004	–
2	B, N	23.09.2009	4, 7
3	B, N	7.10.2010	1, 3, 5
4	B, N	14.09.2011	1, 3, 5, 7, 12, 13
5	B, N	18.09.2013	1, 4, 7, 13, 21, 22
6	B, N	23.09.2014	7, 21
7	B, N	22.09.2015	1, 4, 7
8	B, N	7.09.2016	1, 4, 7, 13, 21, 22
9	B, N	23.09.2019	–

Прибрежная акватория и Севастопольская бухта. Для анализа внутригодовой и межгодовой изменчивостей биомассы (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и численности (N , $\text{млн. кл} \cdot \text{м}^{-3}$) фитопланктона поверхностного слоя использовались данные, полученные за период 2000–2021 гг. на станциях Веха (на внешнем рейде Севастопольской бухты) и Равелин (в приустьевой зоне Севастопольской бухты). По ним рассчитывались среднегодовые и среднесезонные величины B , N и их среднеквадратические отклонения. Осреднение по сезонам производилось, начиная с первого месяца. Отобранные в ходе экспедиций на маломерном судне ФИЦ ИнБЮМ пробы фитопланктона сгущали с помощью воронки обратной фильтрации, используя нуклеопоровый фильтр ($d = 1.0 \text{ мкм}$). Далее производилась фиксация полученного концентрата глютаральдегидом с конечной концентрацией 2 %. После чего пробы анализировали под световым микроскопом “Amplival” (CARL ZEISS). По индивидуальным размерам клеток водорослей рассчитывали их объемы с последующим расчетом биомассы. Отбор проб производился не реже 2-х раз в месяц

на протяжении 2008–2021 гг. на маломерных средствах ФИЦ ИнБЮМ. Для оценки амплитуд внутригодового цикла фитопланктона исходные ряды раскладывались с помощью быстрого преобразования Фурье. Производилась оценка вклада годовой и полугодовой гармоник во внутригодовую изменчивость.

3.2 Концентрация хлорофилла-*a*

Общие сведения. Хлорофилл-*a* является основным пигментом фитопланктона [Поспелова, Сеничева, 2018; Чмыр и др., 2019; Solomonova, Akimov, 2021; Krashenninnikova et al., 2022; 2024]. Распределение концентрации хлорофилла-*a* отражает пространственную структуру фитопланктона [Ведерников и др., 1989; Заворуев и др., 2012]. Высокая концентрация хлорофилла-*a* – это показатель биопродуктивности акватории [Сысоев и др., 2020], показывающий перспективные районы добычи биоресурсов.

Методы дистанционного зондирования, основанные на измерении концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$) и взвешенного неорганического углерода, существенно дополнили возможности изучения сезонных изменений и межгодовых тенденций фитопланктона [Kubryakov et al., 2018, 2021]. Оценку концентрации хлорофилла-*a* проводят с помощью традиционных контактных измерений, спектральных методов, с привлечением спутниковых наблюдений, которые используются для диагностики состояния клеток [Суслин и др., 2008; Finenko et al., 2014; Моисеева и др., 2019]. Достоинством спутниковых наблюдений за концентрацией хлорофилла-*a* является достаточно высокая оперативность получения информации в поверхностном слое. Спутниковые измерения с учетом оперативного обновления информации и сроков существования субмезомасштабных вихрей позволяют оценить влияние циркуляционных процессов на концентрацию хлорофилла-*a* непосредственно в период проведения натурных измерений. Концентрация хлорофилла-*a* может быть оценена также по данным буев Био-Арго [Kubryakov et al., 2020]. В природных водоемах существенное угнетающее влияние на фотосинтезирующий аппарат водорослей могут оказывать антропогенные загрязнения. Это может

приводить к уменьшению биопродуктивности вод. Между биомассой фитопланктона и концентрацией хлорофилла-*a* имеется прямая значимая связь [Чурилова и др., 2009], что дает основание использовать этот параметр для оценки состояния экосистемы и проводить сравнения его изменчивости с гидрологическими параметрами среды. В связи с существующей связью между продукцией и концентрацией хлорофилла-*a* [Виноградов и др., 1996] были определены диапазоны трофности воды. Воды с $C_{\text{хл}} = 0.01 \dots 0.10 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ считали олиготрофными, воды с $C_{\text{хл}} = 0.1 \dots 1.0 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ – мезотрофными.

Материалы и методы определения концентрации хлорофилла-*a*.

Северная Атлантика. Концентрация хлорофилла-*a* микропланктона в 60 и 63 рейсе НИС «Академик Иоффе» в тропической Атлантике, определялись путем осаждения заборных проб воды методом вакуумной фильтрации на нитроцеллюлозные мембранные фильтры (*Sartorius*, диаметр 47 мм, с размерами пор 0.45 мкм). Лабораторная обработка проб для определения концентрации хлорофилла-*a* заключалась в растворении собранных фильтров в 90% ацетоне перед центрифугированием. После чего выполнялись измерения экстинкции полученных экстрактов на спектрофотометре *Spekol-11 (CARL ZEISS Jena)*. Расчет концентраций хлорофилла-*a* производили по методике [Jeffrey, Humphrey, 1975].

Полученные данные измерений $C_{\text{хл}}$ сравнивали со спутниковыми наблюдениями [<http://www.globcolour.info>]. Данные имеют 4 км разрешение. Алгоритм обработки данных представлен в [Xi et al., 2021].

Черное море и Севастопольская бухта. В диссертационной работе были систематизированы данные многолетних наблюдений за концентрацией хлорофилла-*a* в весенний и осенний периоды, полученные в ходе экспедиций в прибрежных районах Севастополя и Карадага (табл. 3.4, 3.5). Для анализа внутригодовой и межгодовой изменчивостей концентрации хлорофилла-*a* поверхностного слоя использовались данные, полученные за период 2000–2021 гг. на станциях Веха и Равелин, расположенных на внешнем рейде и в приустьевой зоне Севастопольской бухты, соответственно.

В работе использовались данные о концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) в верхнем 50-метровом слое северо-восточной части Черного моря в ходе 116, 121 рейсов НИС «Профессор Водяницкий» (22.04.2021–15.05.2021 гг., 20.04.2022–14.05.2022 гг.). Глубину взятия проб на поверхности моря батометрами принимали за 0 м. Эвфотический слой в мезотрофных водах Черного моря доходит до 20 метров, на глубине 10 м часто встречаются максимумы $C_{\text{хл}}$ в отдельные годы. Пик фотосинтеза в Черном море приходится на глубины 10–20 м, так как усвояемость света на этих глубинах самая максимальная. В олиготрофных водах глубина фотического слоя ~ 50 м. Поэтому анализ распределения $C_{\text{хл}}$ проводился на горизонтах 0, 10, 20, 50 м. Эти данные были получены на борту судна НИС «Профессор Водяницкий» прибором *Idronaut Ocean Seven 320+* [<https://www.idronaut.it/multiparameter-ctds/oceanographic-ctds/os320plus-oceanographic-ctd/>] на стандартной мониторинговой сетке станций.

Для сравнения распределения концентрации хлорофилла-*a* в Черном море использовались данные спутниковых наблюдений *MODIS-Aqua* [<http://dvs.net.ru/mp/data/modis/2105/210509lg.gif>] за 27 апреля 2021 г., 26 апреля 2012 г. Сравнение $C_{\text{хл}}$ за 04.2022–06.2022, 09.2004–09.2019 гг. по данным измерений проводилось также со среднемесячными спутниковыми данными платформ *Aqua (EOS PM) satellites*, *JPSS-1*, *Sentinel-3a*, *Suomi-NPP* с пространственным разрешением 1 км [Zibordi et al., 2015]. Использовались следующие датчики спутников: *MODIS*, *VIIRSJ*, *OLCI*, *VIIRSJN*. Алгоритм усвоения данных описан в [Kajiyama et al., 2018].

3.3 Численность и биомасса зоопланктона

Общие сведения о зоопланктоне. Микрзоопланктон (МЗ), представленный многоклеточными зоопланктонными организмами размерной группы от ~ 50 до 500 мкм [Ковалев, 1980; Скрыбин, 2017; Лидванов и др., 2020], является ключевым элементом морской пелагической экосистемы Центрально-Восточной Атлантики и Черного моря. Он участвует как в классической пищевой цепи, так и в "микробной

петле", осуществляя перенос органического вещества и энергии от первичных продуцентов на более высокие трофические уровни. Являясь ценнейшим кормом ранних стадий развития рыб, МЗ обеспечивает их выживание, рост и полноценное воспроизводство рыбных ресурсов водоемов. Классическими планктонными сетями (с размерами ячеи 125–300 мкм) эта фракция зоопланктона в значительной степени может недоучитываться.

Зоопланктонные сообщества являются «маяками изменения климата» [Richardson, 2008], т.е., биоиндикаторами изменений окружающей среды. Многолетние ряды численности зоопланктона являются ценным, а во многих случаях, единственным инструментом для выявления основных драйверов, определяющих сезонные и межгодовые вариации их обилия – региональных гидрометеорологических и глобальных климатических.

В 2010–2021 гг. в прибрежной зоне Севастополя подавляющую часть МЗ составлял ракообразный планктон, практически полностью представленный науплиями и ранними копеоподитными стадиями черноморских веслоногих рачков. В открытых водах последний составлял в разные годы от 75 до 95% от общей численности МЗ (максимальные значения зафиксированы в 2016 г.), в устье Севастопольской бухты – от 85 до 98% (максимальные значения зафиксированы в 2012 и 2014 гг.). Исключением стал 2019 г., когда неракообразный планктон составлял большую часть в устье залива (56.8%) и примерно треть от общей численности в открытом взморье (34.9%) летом. В остальные годы численность не ракообразных не превышала 24.5% от общей численности МЗ в открытом прибрежном районе и 13.7% в полузакрытой зоне устья бухты.

Материалы и методы определения микрозоопланктона. К фракции МЗ относятся организмы зоопланктона размером 50–500 мкм [Ковалев, 1980; Скрыбин, 2017]. Пробы воды объемом 3–6 л отбирали пластиковым пробоотборником 2–4 раза в месяц в поверхностном 0.5 метровом слое воды на 2-х станциях: в открытой прибрежной акватории Севастополя – в 300 м от берега (ст. 1 – ст. Веха) и в устье Севастопольской бухты (ст. 2 – ст. Равелин).

Пробы готовили и обрабатывали в соответствии с [ICES Zooplankton Methodology Manual, 2000]. Сразу после отбора пробы концентрировали с помощью воронки для обратного фильтрования [Сорокин и др., 1985] и нейлонового сита с размером ячеек 10 мкм. Полученную пробу объемом 30–70 мл фиксировали 40% раствором формальдегида до конечной концентрации 4%. Анализ проб проводили в камере Богорова под микроскопом МБС-9 при 32-кратном увеличении. Подсчет обычных видов проводили в 1/30–1/10 пробы, отобранной пипеткой-штампом объемом 1 и 5 мл в нескольких повторностях в зависимости от количества особей в пробе. Весь объем пробы просматривали для подсчета редких таксонов. Результаты количественной обработки проб пересчитывали на концентрацию организмов в 1 м⁻³ поверхностного слоя воды. Несмотря на имеющиеся ограничения, использованная стратегия отбора проб позволяет достаточно корректно судить об изменении численности этой группы планктона во времени и пространстве.

Веслоногие ракообразные определялись в основном до вида на всех стадиях их развития [Bechescu et al., 1969; Sazhina, 1985]. Остальные представители зоопланктона определялись до вида или выше. Для расчета численности МЗ в летний период использовались данные 82 проб со станции Веха и 90 проб со станции Равелин.

Результаты систематической обработки проб были кластеризованы по видам (для веслоногих ракообразных) и группам (общая МЗ, МЗ ракообразных, веслоногих ракообразных и МЗ не ракообразных). Все представители ракообразных были отнесены к МЗ ракообразных: *Copepoda*, включая *Harpacticoida*; *Cladocera*; науплиусы и циприды *Cirripedia*; личинки *Brachyura*; *Decapoda*; и *Isopoda*. Неракообразная МЗ охватывала велигеров *Bivalvia* и *Gastropoda*; личинок *Oikopleura dioica*; полихет; коловраток; гидромедуз; икру и личинок *Ctenophora*. Реже встречались личинки *Bryozoa*, *Phoronida* и *Turbellaria*; икра *Sagitta*; икра рыб и т. д. Для анализа использовались данные о среднемесечной численности основных групп МЗ в теплый период года, июль–сентябрь, характеризующийся наибольшей численностью МЗ. Для Черного моря это летний гидрологический сезон [Иванов, Белокопытов, 2013].

В работе использовались данные о средней численности МЗ в восточной Атлантике 66 рейса ПС «Академик Иоффе» (июнь–июль) 2024 г. [Рогожкин и др., 2025], в прибрежной акватории Черного моря в летний гидрологический период (июль–сентябрь) 2010–2021 гг. [Seregin et al., 2024]. В ходе исследования пробы микрозоопланктона отбирали сетью Апштейна (входное отверстие 0.025 м², фильтрующий конус из нейлонового сита с ячейей 35 мкм) в слое 30–0 м. В судовых условиях пробы сгущали обратной фильтрацией через капроновые фильтры (поры 10 мкм) и фиксировали 40% формалином до конечной концентрации 4.0%.

В диссертационной работе также использовались данные о биомассе ракообразного эпи-, батипланктона и желетелых организмов, полученные в рейсе № 60 НИСП «Г. Ушаков» в марте 1992 г. и рейсах № 57 и № 61 НИС «Э. Кренкель» в мае и июле 1992 г. [Дзицкий и др., 2011]. Все съемки были выполнены по единой схеме станций в северной половине Черного моря [Крашенинникова и др., 2021].

3.4 Численность ихтиопланктона

Общие сведения об ихтиопланктоне. Известно, что успешность пополнения популяции рыб определяется их выживаемостью на ранних стадиях жизни. Характер распределения рыб на ранних стадиях онтогенеза, как правило, оказывает решающее влияние на их развитие и выживание. Поэтому одной из важнейших задач ихтиологии является прогнозирование состояния популяций рыб и, в первую очередь, пополнения первого года онтогенеза. Этот прогноз основан на информации о состоянии ихтиопланктона на всех стадиях развития. Размножение и ранние стадии развития большинства видов черноморских рыб приурочены к шельфовым районам, и именно здесь отмечается наиболее разнообразный видовой состав и максимальное обилие ихтиопланктона [Дехник, 1973; Дехник, Павловская, 1979]. Таким образом, организация эффективного биологического мониторинга ихтиопланктона шельфовых вод Черного моря требует оценки масштабов естественного воспроизводства рыбного населения и состояния окружающей среды.

Материалы и методы определения ихтиопланктона.

Черное море. Вертикальные ловы ихтиопланктона в 121 рейсе НИС «Профессор Водяницкий» осуществлялись в слое 0–92 м, минимальная глубина на станциях была 22 м, максимальная – 92 м. Всего было выполнено 16 ловов ихтиопланктона сетью Богорова–Расса (площадь входного отверстия 0.5 м², размер ячеей 300 мкм) с борта НИС «Профессор Водяницкий».

Отбор проб в 127 рейсе НИС «Профессор Водяницкий» выполнен сетью Джеди (площадь входного отверстия 0.1 м², размер ячеей 300 мкм) на 20 станциях. Облов вели от дна до поверхности. Для анализа численности ихтиопланктона, количество икры и личинок в каждом лове пересчитаны в экземплярах под квадратным метром поверхности. Материал фиксировали 4 % раствором формальдегида и обрабатывали в стационарных условиях в течение двух месяцев после сбора. Ихтиопланктон идентифицировали по методике, изложенной в [Дехник, 1973]. Видовые названия гидробионтов идентифицировались по [WoRMS, 2021].

Мониторинг сезонной динамики численности ихтиопланктона в прибрежных водах Севастополя в 2012–2017 гг. проводился путем пелагических отловов с борта катера планктонными сетями Богорова–Расса (площадь входного отверстия 0.5 м², размер ячеей 300 мкм) и Джеди (площадь входного отверстия 0.1 м², размер ячеей 300 мкм). Вертикальные выборки выполняли в слое 0–20 м от поверхности до дна на мелководных станциях, а горизонтальные – в поверхностных слоях по 5 минут со скоростью 1 узел. В месяц было выполнено от 1 до 4 ловов. Оценивалась численность икры и личинок за летний период 1960–2017 гг. Дополнительно были проанализированы многолетние тенденции изменения численности ихтиопланктона с оценкой значимости полученных результатов.

Севастопольская бухта. Непрерывный мониторинг в Севастопольской бухте осуществлялся сетями Богорова–Расса (площадь входного отверстия 0.5 м², размер ячеей 300 мкм) и Джеди (площадь входного отверстия 0.1 м², размер ячеей 300 мкм) с борта маломерного судна. Вертикальные ловы ихтиопланктона проводились в слое 0–20 не менее 3 раз в месяц. По этим данным проведен расчет средних значений рассматриваемых параметров и их стандартных отклонений, характеризующих

межгодовую изменчивость. На основе оценки линейных трендов проведен анализ многолетних трендов численности ихтиопланктона на каждой станции в Севастопольской бухте за 2012–2021 гг. Рассчитывались коэффициенты детерминации R^2 , характеризующий вклад дисперсии, вносимую трендом.

Для анализа многолетней изменчивости средней численности ихтиопланктона в прибрежной зоне Севастополя в летний период использованы ретроспективные данные 1960–2011 и 2012–2017 гг., полученные разными авторами (табл. 3.6) и обобщенные в работе [Basova et al., 2021].

Для анализа внутригодовой и межгодовой изменчивости, а также пространственного распределения *численности икры и личинок рыб* в Севастопольской бухте использовались данные шести различных станций вдоль бухты за 2012–2021 гг.

Таблица 3.6 – Средняя численность икры и личинок рыб (экз.·м⁻²) в прибрежной зоне Севастополя в летний период 1960–2017 гг. [Basova et al., 2021]

Годы	Икра	Личинки	Авторы
1960–1970	216	41	[Dekhnik, Pavlovskaya, 1979]
1986	192.2	68.8	[Klimova, 2006]
1986	118	60	[Gordina et al., 2003]
1989	20	4.5	
2003	26.6	2.8	[Klimova et al., 2014a]
2004	–	0.3 ... 0.7	[Salechova et al., 2007]
2007	83	–	[Klimova, Vdodovich, 2007]
2010	189.2	45.2	[Klimova et al., 2014b]
2011	42	3.9	[Klimova et al., 2013]
2012	67.6 7.26 ± 5.11(30)	8.9	[Basova et al., 2021]
2013	51.23 32.35 ± 5.03(55)	4.11 2.72 ± 0.84(55)	
2014	65.24	6.91	
2016	4.39	2.84	
2017	18.56	2.29	

Характеристика используемых в диссертационной работе данных о компонентах планктона и концентрации хлорофилла-*a* в разных регионах Атлантического бассейна представлена в табл. 3.7.

Таблица 3.7 – Характеристика используемых данных о компонентах планктона: биомассы фитопланктона ($B_{\text{фито}}$) и численности фитопланктона ($N_{\text{фито}}$), зоопланктона ($N_{\text{зоо}}$) и концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$) в разных регионах Атлантического бассейна по разным типам данных

Район	Годы	Кол-во измерений	Параметры	Тип данных
Северная Атлантика	2024	19	$N_{\text{зоо}}$	Контактные наблюдения
	2021–2022	243	$B_{\text{фито}}, N_{\text{фито}}, C_{\text{хл}}$	Контактные наблюдения
	1998–2023	348	$C_{\text{хл}}$	Спутниковые наблюдения
Северная часть Черного моря	1992, 2000–2021, 2021, 2022	2508	$B_{\text{фито}}, N_{\text{фито}}, C_{\text{хл}}, B_{\text{зоо}}, N_{\text{зоо}}$	Контактные наблюдения
Прибрежная акватория Севастополя	2000–2003, 2006, 2010, 2011, 2013–2014, 2016, 2019, 2021	400	$B_{\text{фито}}, N_{\text{фито}}$	Контактные наблюдения
	1960–1970, 1986, 1989, 2003, 2004, 2007, 2010–2014, 2016, 2017, 2022, 2023	264	$N_{\text{ихтио}}$	
	2000–2021	252	$C_{\text{хл}}$	Спутниковые наблюдения
Прибрежье Карадага	1989, 1992, 2003, 2004, 2009–2011, 2013–2017, 2019, 2021, 2022, 2023	900	$B_{\text{фито}}, N_{\text{фито}}, N_{\text{ихтио}}$	Контактные наблюдения
	1993–2022	348	$C_{\text{хл}}$	Спутниковые наблюдения
Севастопольская бухта	2013–2014	12	$B_{\text{фито}}, N_{\text{фито}}$	Контактные наблюдения
	2012–2021	360	$N_{\text{ихтио}}$	
	2010–2021	396	$N_{\text{зоо}}$	
	2013–2021	96	$C_{\text{хл}}$	

3.5. Методы статистической обработки данных

Спектральный анализ. В работе применен спектральный анализ для обработки результатов наблюдений за показателями фитопланктона, концентрацией

хлорофилла-*a* и температурой воды на сезонном масштабе с использованием метода быстрого преобразования Фурье. Этот метод позволяет представить исходный временной ряд в виде совокупности гармонических функций (спектральных составляющих) с различными периодами и амплитудами, в которых составляющие расположены по убыванию их периодов. Полученные спектральные составляющие образуют частотный спектр исходного временного ряда [Дженкинс, Ваттс, 1971]. Данный метод помимо качественной оценки использует и количественные значения вклада гармоник, что накладывает дополнительные требования к точности результатов, полученных с использованием БПФ. Применение БПФ обосновано непрерывностью данных анализируемых параметров, охватывающих все месяцы за 1 год (06.2013–04.2014 гг.) на двух станциях. Каждый месяц в основном был обеспечен 2–4 значениями количественных показателей фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды, по которым далее рассчитывались среднеквадратические отклонения ($\pm\sigma$). Преобразование Фурье дает результаты с хорошей точностью, когда исходная последовательность содержит кратное количество периодов основной частоты. В противном случае может возникнуть «утечка БПФ» [Лайонс, 2006]. Поэтому исходные ряды 12 среднемесячных значений B , N , $C_{\text{хл}}$, T сначала преобразовывались в ряды кратные 2^N , при $N = 10$, после чего проводилась линейная интерполяция данных с помощью стандартных функций *Mathcad14* для получения непрерывных рядов. Эти ряды данных проверялись на нормальность распределения по критерию Колмогорова-Смирнова ($p > 0.05$) с использованием программы *Statistica*. После выполнялось быстрое преобразование Фурье с использованием стандартных функций *Mathcad14*. На основе спектрального анализа в сезонном цикле показателей фитопланктона выделялись годовая и полугодовая гармоники, а также гармоники более высокого порядка. Определялись величины амплитуд этих гармоник и оценивался их вклад, вносимый в сезонную изменчивость. Для построения графиков амплитудно-периодных характеристик использовалось обратное преобразование Фурье, где периодам 12 месяцев соответствовала 1-я гармоника (годовая), 6 месяцам – 2-я гармоника (полугодовая) и т.д.

Далее проводился корреляционный анализ Пирсона с использованием программы *Microsoft Excel 2014* с целью поиска связей между гармониками различных показателей фитопланктона, вносящими наибольший вклад в сезонную изменчивость. Поиск корреляционных связей между среднегодовыми значениями $C_{\text{хл}}$ и T на межгодовых масштабах проводился на ст. Веха и Равелин. Значимость корреляций определялась по t -критерию Стьюдента [Russo, 2004].

Для выделения типичного периода межгодовой динамики средневесенних значений концентрации хлорофилла- a и температуры поверхности воды на станции Равелин проводился стандартный спектральный анализ их непрерывных рядов [Дженкинс, Ваттс, 1971], строились и анализировались периодограммы. На основе их анализа были выявлены типичные периоды изменчивости исследуемых биотических и абиотических параметров. Затем, после детрендирования исходных рядов анализируемых параметров, новые ряды данных были обработаны полосовым фильтром со специальным приподнятым косинусным окном (окном Хэмминга) для выбранных периодов их межгодовой изменчивости.

Связи между количественными параметрами фитопланктона (численность, биомасса, содержание хлорофилла- a и индекс Шеннона) и абиотическими переменными (температура, соленость, содержание кислорода, фосфатов и кремния) в тропической Атлантике оценивали с использованием ранговой корреляции Спирмена (r_s).

Корреляционный анализ данных МЗ. Временные ряды численности МЗ на предмет зависимости текущих показателей от показателей численности прошлых лет предварительно анализировались с использованием корреляции Пирсона в надстройке *XLSTAT 2016* для *Microsoft Office Excel 2016*. Значимость ($p = 0.05$) полученных корреляций оценивалась по t -критерию Стьюдента [Müller et al., 1979]. При ряде из 12 значений при рассмотрении всей исследуемой территории значимые коэффициенты корреляции находились в диапазоне $-0.6 > r > 0.6$. Сдвиговые корреляции численности МЗ и САК рассчитывались в программе *SigmaPlot 14*.

Исследование влияния гидрометеорологических параметров на численность МЗ проводилось в три этапа:

1. Анализировались исходные ряды биотических параметров и факторов среды: выявлялись их корреляции, проверялось наличие трендов в многолетних рядах, определялись основные влияющие факторы.

2. Исходные данные были подвергнуты БПФ, анализировались периодограммы, при этом были выявлены основные периоды межгодовой изменчивости, а затем они были отфильтрованы, чтобы выделить только эти типичные периоды. После этого был проведен корреляционный анализ отфильтрованных рядов и определен комплекс основных влияющих факторов среды.

3. Для выявления факторов с большим кумулятивным эффектом на численность различных фракций микрозоопланктона использовался анализ главных компонент (PCA).

Корреляционный анализ данных ихтиопланктона. Перед корреляционным анализом ряды ихтиопланктона оценивались на нормальность распределения. Для определения нормального распределения данных использовали одновыборочный критерий Колмогорова-Смирнова ($p > 0.05$). Анализ главных компонент (АГК) был применен для выявления наиболее значимых факторов, объясняющих средние значения икры и личинок. Средние значения, стандартные отклонения ($\pm\sigma$), коэффициенты корреляции Пирсона (r) рассчитывали с помощью *Microsoft Excel* 2010 [<https://statpsy.ru/pearson>]. Уровни достоверности (p) для коэффициентов корреляции оценивались в соответствии с [Müller et al., 1979]. Значимость линейных трендов была проверена с использованием t -критерия Стьюдента [Thode, 2002]. Для выявления достоверного кумулятивного эффекта влияния гидрометеорологических факторов среды на многолетнюю изменчивость и пространственное распределение численности ихтиопланктона был проведен множественный регрессионный анализ ANOVA.

Анализ многолетних тенденций. Изучена многолетняя изменчивость биомассы и численности фитопланктона, численности МЗ, численности ихтиопланктона, концентрации хлорофилла- a в разных регионах Атлантического бассейна с оценкой значимости надежности аппроксимации Манна–Кендалла.

Выводы главы 3

Глава 3 диссертационной работы посвящена анализу использованных данных и методов анализа компонентов планктона в разных регионах Атлантического бассейна. В работе произведено обобщение многолетних данных контактных наблюдений о компонентах планктона (концентрации хлорофилла–*a*, биомассы, численности фитопланктона, численности микрозоопланктона, эпи-, батипланктона, желетелых организмов, ихтиопланктона (икры и личинок)), полученных отделом Функционирования морских экосистем, отделом Аквакультуры и морской фармакологии, отделом планктона и др. ФИЦ ИнБЮМ, и Мирового банка данных (WODB) в Северной Атлантике, Черном море и Севастопольской бухте. Дано краткое описание используемых в работе данных о компонентах планктона.

В диссертационной работе проводилось сравнение контактных данных концентрации хлорофилла–*a* и спутниковых наблюдений высокого пространственного разрешения, с использованием современных корректирующих алгоритмов. Показано, что количественно спутниковые данные концентрации хлорофилла–*a* завышают контактные измерения в 2.5 раза.

Описаны классические методики сбора проб и обработки данных о компонентах планктона и методы их статистического анализа: дисперсионный анализ, корреляционный анализ Пирсона, Спирмена анализ главных компонент *PCA* и *ANOVA*, оценка значимости полученных корреляций и трендов.

Применимость разработанной методологии, основанной на статистическом анализе с использованием быстрого преобразования Фурье (БПФ), обоснована для анализа сезонных циклов биологических параметров, включая биомассу и численность фитопланктона, концентрацию хлорофилла–*a*, а также показатели микрозоопланктона и ихтиопланктона. Спектральный подход позволяет выделять годовую и полугодовую гармоники биотических параметров, что обеспечивает более точное определение экстремумов сезонного цикла. Данный метод также применим для анализа межгодовой изменчивости биотических параметров при условии непрерывности рядов и после предварительного детрендирования исходных данных.

ГЛАВА 4 ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ ПЛАНКТОНА

При исследовании функционирования экосистем различных районов Атлантического бассейна актуальными являются вопросы изучения пространственно-временной изменчивости компонентов экосистемы в фотическом слое [Дзицкий и др., 2011; Крашенинникова и др., 2019; Лидванов и др., 2020]. Кроме того, остается важным вопрос о зависимости численности и биомассы компонентов планктона (фито-, зоо-, ихтиопланктона) от условий их среды обитания.

Известно, что биомасса фито- и зоопланктона изменяется по сезонам и может неоднородно распределяться в исследуемой акватории, что связано с действием на экосистему различных факторов [Совга и др., 2017]. К числу таких факторов относятся: гидрологические (температура, соленость, градиенты плотности), гидрометеорологические (потоки тепла на поверхности, скорость ветра, “экмановская накачка”, прибрежный апвеллинг), гидрохимические (биогены, поллютанты), оптические (освещенность). Кроме того, трофические связи внутри экосистемы и сезонные вариации гидрометеорологических условий приводят к изменениям не только численности, но и видов фитопланктона в течение года [Брянцева, 1996; Mikaelyan et al., 2018].

Анализ согласованности пространственно-временной изменчивости компонентов экосистемы и факторов среды является наиболее информативным способом выявления связей между ними. В настоящее время имеются непрерывные ряды данных, позволяющие анализировать изменчивость гидрометеорологических факторов. Однако анализ изменчивости компонентов экосистемы за счет влияния факторов среды затруднен отсутствием регулярных данных о численности и биомассе фито- и зоопланктона [Маньковский и др., 1996; Совга и др., 2017]. Поэтому для таких целей часто используют численные модели. В последнее время изменчивость отдельных компонентов экосистемы изучают на основе спутниковых

наблюдений, имеющих регулярный характер [Кубряков и др., 2019]. Тем не менее, натурные данные являются основным индикатором состояния экосистемы моря. В большинстве ранних исследований, рассматривается влияние единичных факторов на изменчивость отдельных компонентов экосистемы. В настоящей работе ставится задача учета комплекса одновременно влияющих факторов на работу нескольких компонентов экосистемы. Выполненные в разные сезоны уникальные комплексные съемки гидрологических, оптических, биологических и гидрохимических характеристик [Крашенинникова и др., 2019, 2022], а также данные атмосферного реанализа [Юнев и др., 2019; Krasheninnikova et al., 2022] позволяют учесть наибольшее число факторов и наиболее полно проанализировать их влияние на распределение основных компонентов экосистемы.

4.1 Влияние гидрометеорологических факторов на особенности распределения биомассы и численности фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* в западной части тропической Атлантики

Тропические морские экосистемы являются одними из наиболее важных рыбопромысловых районов [Longhurst, 1993]. Одним из основных компонентов экосистемы является фитопланктон. Потепление климата влияет на его распространение, видовой и размерный состав, количественные характеристики, а также на биопродуктивность вод западной части Тропической Атлантики (в районе Гвианского бассейна) [Käse, Geuer, 2018].

Первичная продукция, в свою очередь, подвержена влиянию гидрометеорологических и гидрохимических факторов окружающей среды [Виноградов и др., 1996]. Концентрация хлорофилла-*a* в морском микропланктоне является важным показателем для оценки продуктивности вод. Как известно, существует закономерная зависимость между его содержанием и величиной продукции микропланктона; более того, продукцию можно рассчитать на основе известных концентраций хлорофилла-*a* и освещенности на соответствующих

глубинах [Мордасова, 2014]. Существует прямая зависимость между хлорофиллом-*a* и первичной продукцией [Шемшура и др., 1990; Демидов, Гагарин, 2018].

Увеличение/уменьшение биомассы микропланктона и, соответственно, кормовой обеспеченности консументов высшего порядка зависит от процессов, происходящих в экосистеме под действием факторов внешней среды [Демидов, Гагарин, 2018]. Поэтому необходим комплексный подход к анализу гидробиологических характеристик в условиях изменяющейся среды [Виноградов и др., 1996].

Выделение водных масс. TS-анализ. Анализ водных масс и их характеристики в экваториальной Атлантике проведен в ряде публикаций [Tomczak, Godfrey, 1994; Schmitz, 1996; Stramma et al., 2003; Schott et al., 2004]. θS -анализ (рис. 4.1) анализируемых регионов Вима и Гвианского разреза показал наличие на исследуемой акватории различных типов вод [Krasheninnikova et al., 2023]; это согласуется с данными [Бурлакова и др., 1983; Tomczak, Godfrey, 1994].

Анализ показал достаточно хорошее совпадение профилей θS -кривых по данным измерений в рейсе АИ 60 [Иванова и др., 2022] и реанализа ORAS5 [Крашенинникова и др., 2022; Gippius et al., 2023; Гиппиус и др., 2024] (рис. 4.1). На поверхности в районе разлома Вима (11° с.ш.) воды более плотные, более соленые с меньшей температурой, а в районе Гвианского разреза ($4\text{--}6^{\circ}$ с.ш.) воды менее плотные, более теплые, с меньшей соленостью.

По изотерме 20°C определялась граница между тропическими поверхностными водами (*TSW*) и водами повышенной солености (*SMW*) на разрезах. Эта граница совпадает с максимальными вертикальными градиентами температуры и солености [Демидов, 2003]. В районе Гвианского разреза (Района I) эта граница располагалась на отметке 50–200 м, тогда как в районе разлома Вима (Районе II) она обнаружена на глубинах 70–100 м (рис. 4.2).

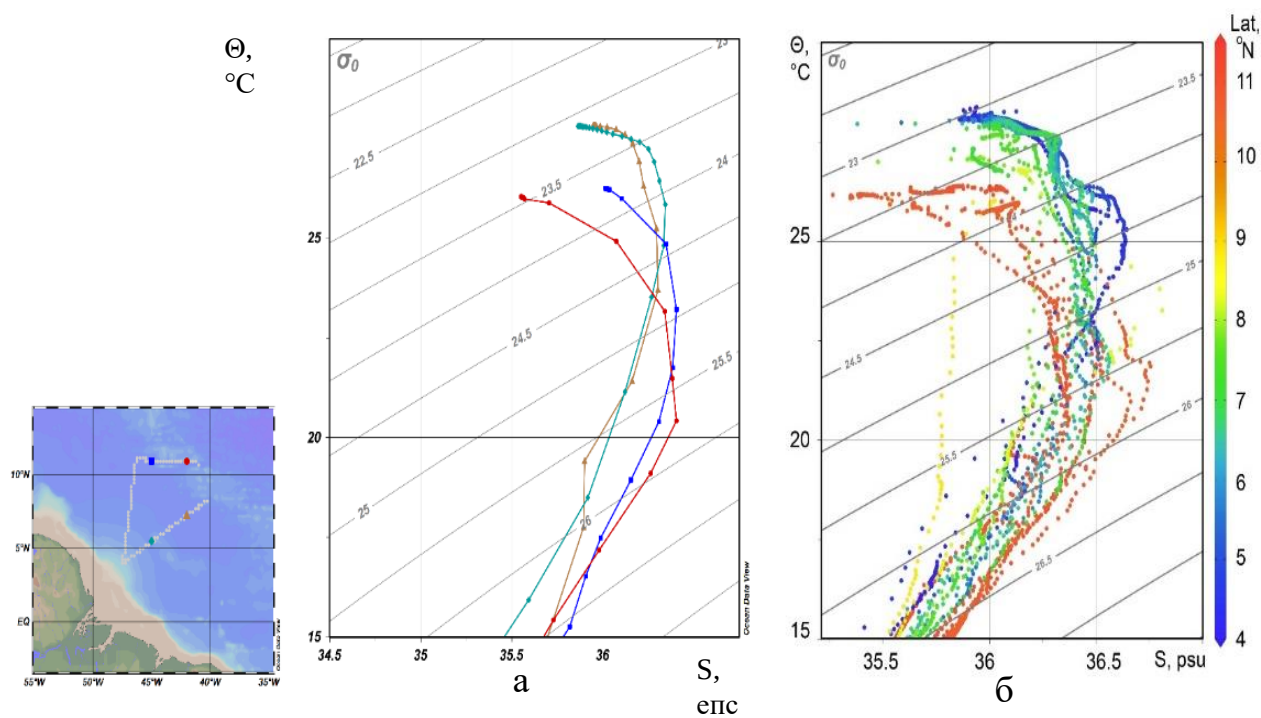


Рисунок 4.1 – Диаграмма θS верхних 200 м вод западной тропической Атлантики по реанализу ORAS5 (а) по данным 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» (б)
[Krasheninnikova et al., 2023]

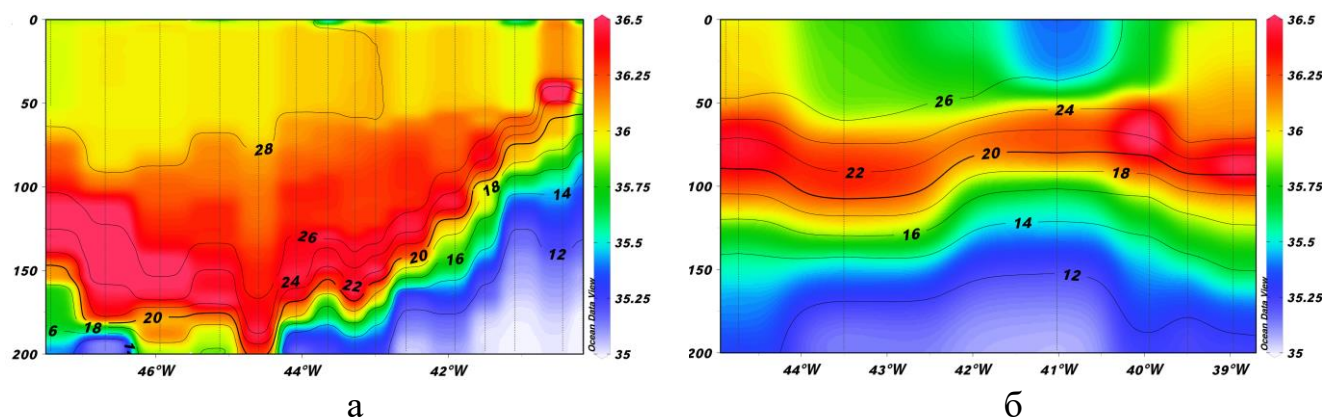


Рисунок 4.2 – Границы водных масс по изотерме 20° С на участках Гвианского разреза (Район I) и зоны разлома Вима (Район II) зимой 2022 г.
[Krasheninnikova et al., 2025]

В западных частях Гвианского разреза и в районе разлома Вима границы расположены глубже, чем в восточных. Соленость TSW в районе Гвианского разреза обычно на 1 епс выше (36.5 епс), чем в районе разлома Вима (35.5 епс). Наибольшие концентрации кислорода ($4.8\text{--}4.85\text{ мл}\cdot\text{л}^{-1}$) обнаружены в восточных частях Районов I и II. То есть, воды повышенной солености (SMW) зарегистрированы на глубинах 50–100 м, заключенных в тропических поверхностных водах (TSW), простирающихся от поверхности до изопикны $\sigma_\theta = 25.6$. Эта изопикна совпадает с изотермой 20°C [Tomczak, Godfrey, 1994], часто используемой для определения нижней границы SMW . Максимум солености в восточной части Гвианского разреза поддерживается Северным экваториальным подповерхностным течением [Schott et al., 2004].

Поверхностное распределение абиотических факторов. Распределение солености, температуры, кислорода, фосфатов, pH и относительной прозрачности воды у поверхности экваториальной Атлантики показано на рис. 4.3.

Самые высокие значения солености (>36 епс) и температуры воды ($+28.5^\circ\text{C}$) отмечены в разрезе Гвианы, а самые низкие (35.6 епс и $+26^\circ\text{C}$ соответственно) – в зоне разлома Вима (рис. 4.3а,б). Максимальная концентрация кислорода ($4.9\text{ мл}\cdot\text{л}^{-1}$) была измерена в зоне разлома Вима, а минимальная – в районе Гвианского разреза ($4.5\text{ мл}\cdot\text{л}^{-1}$) (рис. 4.3в). Высокие значения концентрации фосфатов (0.04 мкМ) отмечены в зоне разлома Вима (рис. 4.3г), что соответствует здесь мезотрофным водам. Однако в районе Гвианского разреза значение концентрации фосфатов было близко к нулю, что соответствовало олиготрофным водам. Наибольшее значение pH (8.4) зарегистрировано в зоне разлома Вима, а наименьшее (8.25) – в районе Гвианского разреза (рис. 4.3д). Это подтверждает преобладание гетеротрофов на разрезе Гвианы. Наибольшее значение Zd (30 м) наблюдалось в районе Гвианского разреза; наименьшее значение Zd (20 м) зафиксировано в зоне разлома Вима (рис. 4.3е). В районе Гвианского разреза вода была синего и лазурно-голубого цвета, что соответствовало шкале Фореля–Уле ($N_{ш}$ I–III). В зоне разлома Вима вода была зеленовато-голубого цвета ($N_{ш}$ VI–V). Определенная относительная прозрачность вод соответствует мезотрофным водам в зоне разлома Вима и олиготрофным водам в разрезе Гвиана.

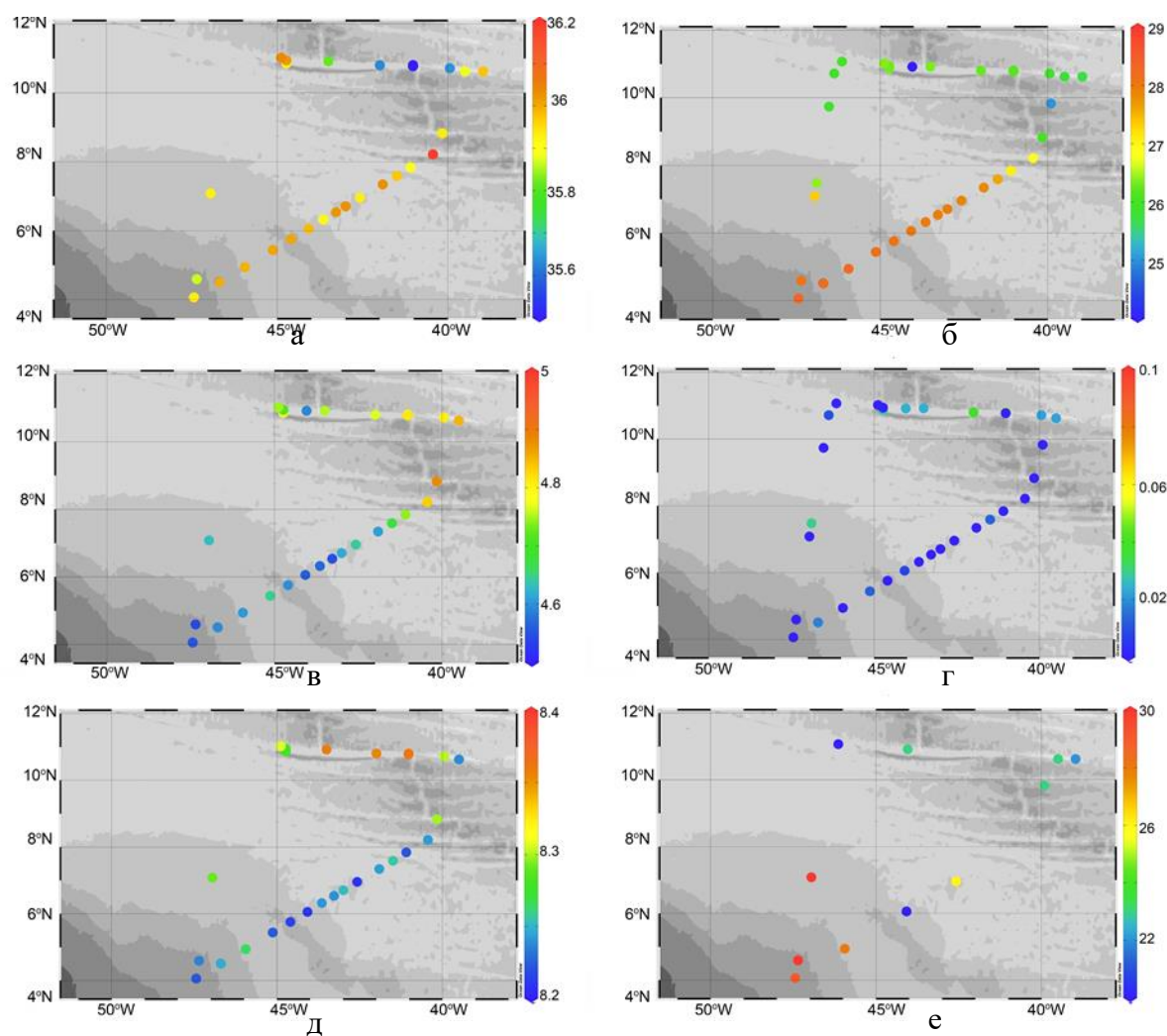


Рисунок 4.3 – Поверхностное распределение солености (епс) (а), потенциальной температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) (б), кислорода ($\text{мл}\cdot\text{л}^{-1}$) (в), фосфатов (мкМ) (г), pH (д) и глубины диска Секки (Zd) (е) в экваториальной Атлантике по данным 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» [Krashenninnikova et al., 2023]

На рис. 4.4 представлены распределения температуры, солености и аномалии уровня океана по реанализу ORAS5 за январь 2022 г., для сравнения с данными, полученными по контактными данным в ходе экспедиции АИ60. Вынос вод плюма Амазонки с пониженными значениями солености 33–34 епс, отделяющие зону распределения вод Амазонки от открытой части океана в западной части Тропической Атлантики хорошо прослеживается на карте поверхностного распределения солености (рис. 4.4а). В западной части температура воды достигает 28.5°C (рис. 4.4 б). Теплые воды выносятся в район 11° с.ш. (район Вима) поверхностными

течениями. В районе 11° с.ш. скорости поверхностных течений составляют $\sim 5\text{--}7$ $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$; ближе к экватору скорости течений ниже – $4\text{--}5$ $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ зимой [Tomczak, Godfrey, 1994]. Полученные значения концентрации кислорода и солёности воды ($4.8\text{--}5$ $\text{мг}\cdot\text{л}^{-1}$ и 35.8 епс соответственно) подтверждаются ранее проведенными исследованиями [Stramma et al., 2004]. Справа от распространяющегося вдоль берега основного потока на 5° с.ш. образуются вихревые образования, которые продолжают переносить теплые поверхностные воды в восточном направлении. Аномалии уровня океана наибольшие в западной части Тропической Атлантики. В зоне плюма Амазонки высота уровня достигает 0.4 м (рис. 4.4в). Характер пространственного распределения аномалий высот океана, полученных по данным ORAS5, повторяет в большей степени поле поверхностной температуры.

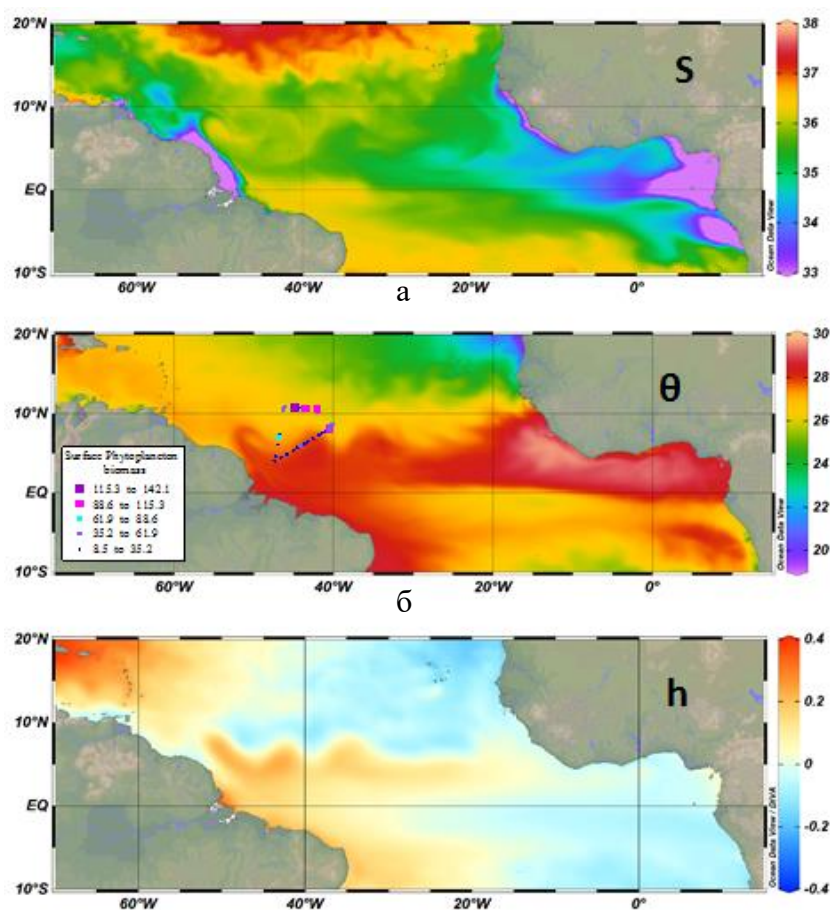


Рисунок 4.4 – Распределение солёности (S , епс), потенциальной температуры (θ , $^\circ\text{C}$), аномалия уровня океана (h , м) по данным реанализа ORAS5 в 1.2022 г.

Поверхностное распределение фитопланктона и концентрации хлорофилла-а. Распределение биомассы и численности фитопланктона на поверхности в районе Гвианской котловины по данным рейса АИ60 показано на рис. 4.5.

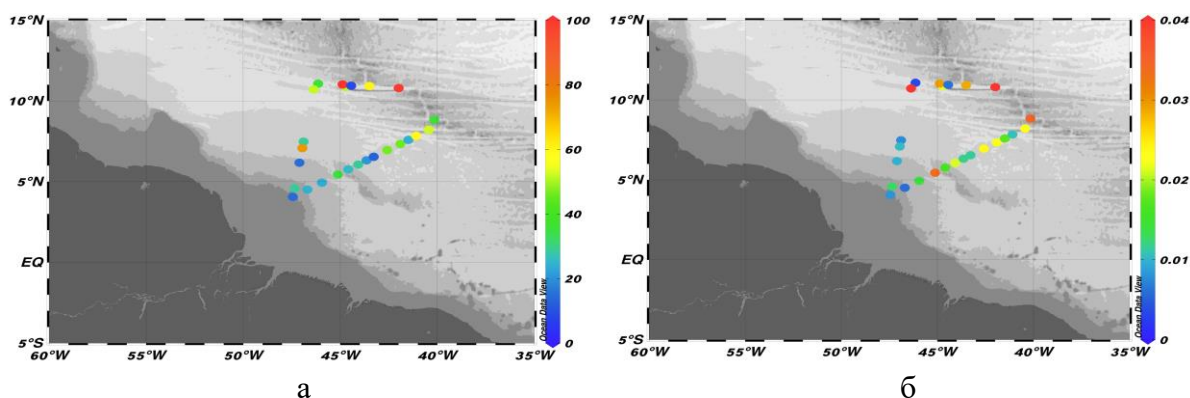


Рисунок 4.5 – Распределение биомассы фитопланктона (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) (а) и численности (N , $\text{млн клеток} \cdot \text{л}^{-1}$) (б) на поверхности в районе Гвианской котловины по данным 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» в январе 2022 г.

[Krasheninnikova et al., 2024].

Самые низкие значения биомассы $25 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ обнаружены на Гвианском разрезе (Район I). Наибольшие значения биомассы фитопланктона обнаружены в зоне разлома Вима (Район II), где они достигают максимального значения $163 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ (рис. 4.5а). Средние значения биомассы в Районе II характеризуют воды здесь как мезотрофные, а в Районе I – олиготрофные. Аналогично, наименьшая численность фитопланктона – $0.005 \text{ млн кл} \cdot \text{л}^{-1}$ – обнаружена в районе Гвианского разреза, а наибольшая – $0.04 \text{ млн кл} \cdot \text{л}^{-1}$ – в зоне разлома Вима (рис. 4.5б). В то же время за исследуемый период концентрации хлорофилла-а в районе разлома Вима ($0.13 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) были в 2.5 раза выше, чем в районе Гвианского разреза ($0.05 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) [Krasheninnikova et al., 2023].

Анализ рис. 4.6а показывает, что в течение исследуемого периода концентрация хлорофилла-а в районе Гвианского разреза ($0.05 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) была ниже, чем в районе разлома Вима ($0.12 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$). Анализ полученных значений концентраций

хлорофилла-*a* показывает, что воды Гвианского разреза олиготрофные; в зоне разлома Вима – мезотрофные.) (рис. 4.6а,б).

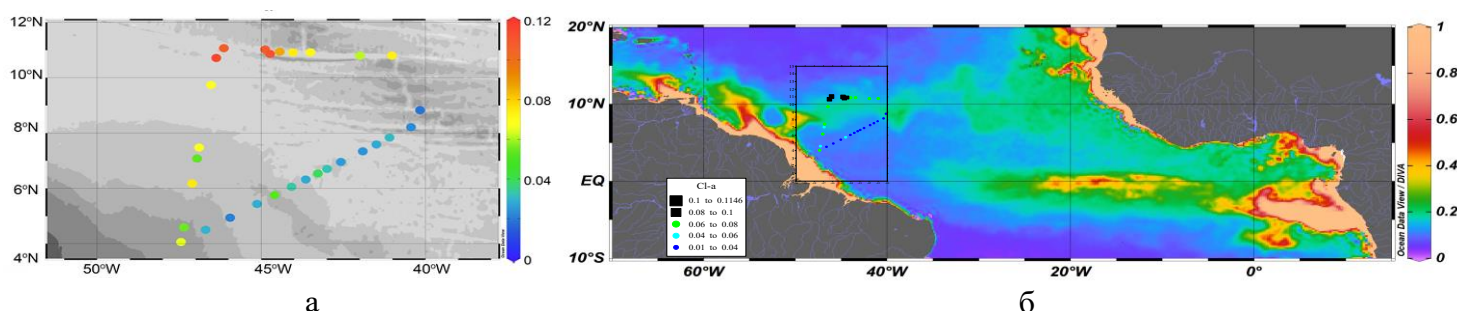


Рисунок 4.6 – Поверхностное распределение концентрации хлорофилла-*a* ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) в экваториальной Атлантике по данным 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» [Krasheninnikova et al., 2023] (а) по спутниковым данным с разрешением 4 км [<https://www.copernicus.eu/en/access-data>] (б) [Крашенинникова и др., 2024]

Как было установлено в ходе исследований, зимой 2022 г. (январь–февраль) значения концентрации хлорофилла-*a* находились в пределах $0.05\text{--}0.13 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$. Аналогичные данные были получены в экваториально-тропических широтах ($0.07\text{--}0.42 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) для осени 2002 г. (октябрь–ноябрь) [Ведерников и др., 2007]. С конца 1970-х гг. благодаря спутниковому мониторингу увеличилось количество наблюдений за концентрацией хлорофилла-*a* – основного пигмента фитопланктона на поверхности океана [Суслин и др., 2008]. По данным контактных и спутниковых наблюдений (Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA), 15 января 2022 г.) зафиксирован аналогичный характер распределения $S_{\text{хл}}$ на поверхности – с максимальными значениями в зоне разлома Вима и минимальными – на Гвианском разрезе. Это связано с более южным положением Внутритропической зоны конвергенции (ВКЗ) (на $5^\circ\text{--}6^\circ$ с.ш.), чем ее среднее многолетнее положение зимой и в среднем за год (на 7.5° с.ш.); по-видимому, это связано с преобладанием зимой северо-восточных пассатов над юго-восточными [Крашенинникова, 2019]. Действительно, зимой ВЗК может располагаться южнее, чем летом и в среднем за год [Sverdrup et al., 1942]. ВЗК

характеризуется сильной облачностью и осадками, которые однозначно разбавляют поверхностные воды. Для этой области также характерен региональный минимум солнечной радиации [Tomczak, Godfrey, 1994]. Однако анализируемый период в исследуемом районе был достаточно засушливым, с наибольшими значениями солености и температуры ближе к экватору. Данные NASA по спутниковому снимку от 15 января 2022 г., сделанному при переходе от зоны разлома Вима к Гвианскому разрезу, подтверждают наличие локальных минимумов солености и температуры и низких значений pH . Все это привело к снижению биопродуктивности вод в районе 4° – 7° с.ш.

Расчетные коэффициенты корреляции между концентрацией хлорофилла- a и гидрологическими, гидрохимическими параметрами для всего района исследования на выбранных глубинах представлены в табл. 4.1.

Таблица 4.1 – Коэффициенты корреляции (r) между распределением биологических параметров и гидрологическими и гидрохимическими показателями на разных глубинах в западной части Тропической Атлантики (жирным шрифтом выделены связи, значимые при доверительной вероятности 5 %)

Параметр	Глубина, м	$T, ^{\circ}C$	S , епс	Кислород, $мл \cdot л^{-1}$	Фосфаты, μM	pH
C_{chl} , $мг \cdot м^{-3}$	0	–0.68	–0.08	0.07	–0.13	0.22
	10	–0.85	–0.41	0.69	0.68	0.22
	20	–0.66	–0.09	0.55	0.21	0.31
	30	–0.91	–0.79	–0.31	0.39	0.76
	50	–0.92	–0.32	0.67	0.74	0.78

Получены положительные связи между C_{chl} и кислородом, фосфатами ($r > 0.68$); отрицательные связи C_{chl} – с температурой ($r = -0.85$) и соленостью ($r = -0.41$) на глубине 10 м.

Достоверные положительные корреляции установлены между B и N ($r=0.57$), B и C_{chl} ($r=0.73$), а также N и O_2 ($r=0.49$). Отрицательные связи между B и T ($r=-0.49$), O_2 и T ($r=-0.72$) (табл. 4.2).

Таблица 4.2 – Коэффициенты корреляции (r) между биологическими параметрами и температурой (T , °C), соленостью (S , епс), распределением растворенного кислорода (O_2 , мл·л⁻¹) на глубине 0 м (жирным шрифтом выделены связи, значимые при уровне значимости 0.05 ($-0.4 > r > 0.4$))

[Крашенинникова и др., 2024]

Параметры	B , мг·м ⁻³	N , млн·кл.·л ⁻¹	C_{chl} , мг·м ⁻³	T , °C	S , епс	O_2 , мл·л ⁻¹
B , мг·м ⁻³	1	0.57	0.73	-0.08	-0.03	0.10
N , млн·кл.·л ⁻¹	0.57	1	0.38	-0.49	0.13	0.49
C_{chl} , мг·м ⁻³	0.73	0.38	1	-0.03	-0.19	0.07
T , °C	-0.08	-0.49	-0.03	1	0.34	-0.72
S , епс	-0.03	0.13	-0.19	0.34	1	0.06
O_2 , мл·л ⁻¹	0.10	0.49	0.07	-0.72	0.06	1

Таким образом, полученные корреляции показывают, что самые высокие значения численности фитопланктона, концентрации хлорофилла- a наблюдаются в областях низких температур и высокой концентрации растворенного кислорода.

Поверхностное распределение завихренности течений (рис. 4.7а) и поле дивергенций течений (рис. 4.8) показывает местоположение зон подъема и опускания вод. В зоне депрессии 4–6 °с.ш., где находится штилевая зона, происходит опускание вод в антициклоне. В районе Вима на 6–11 °с.ш. наблюдается подъем вод в результате циклонической завихренности.

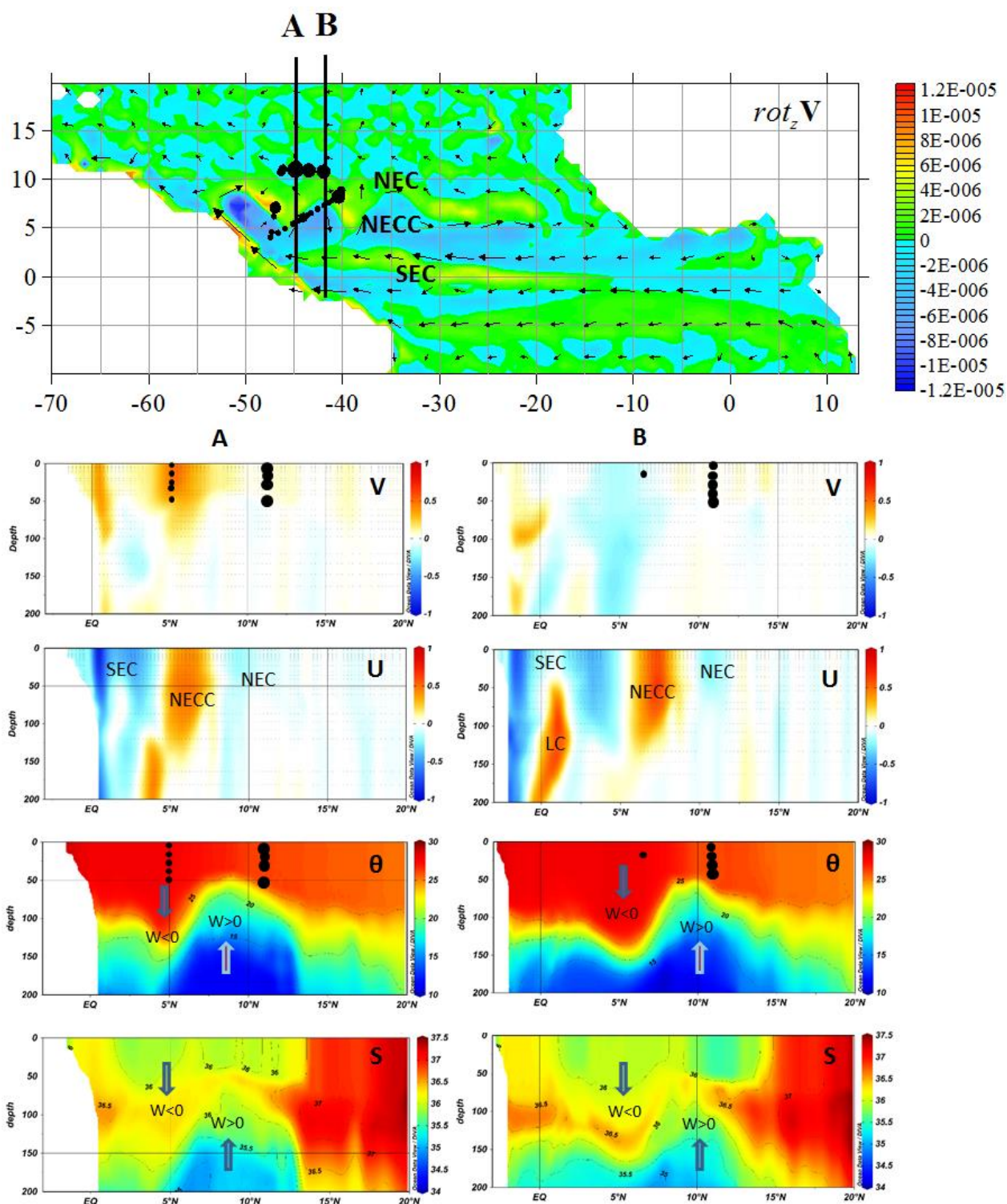


Рисунок 4.7 – Распределение завихренности течений ($rot_z V$, s^{-1}) по реанализу *GLORYS12v1*. А, В – местоположение меридиональных разрезов через 45° и 42° з.д. Вертикальные профили скоростей течений (u , v , $m \cdot s^{-1}$), потенциальной температуры (θ , $^\circ C$) и солёности (S , епс). Точками обозначены данные концентрации хлорофилла–*a* [Крашенинникова и др., 2025]

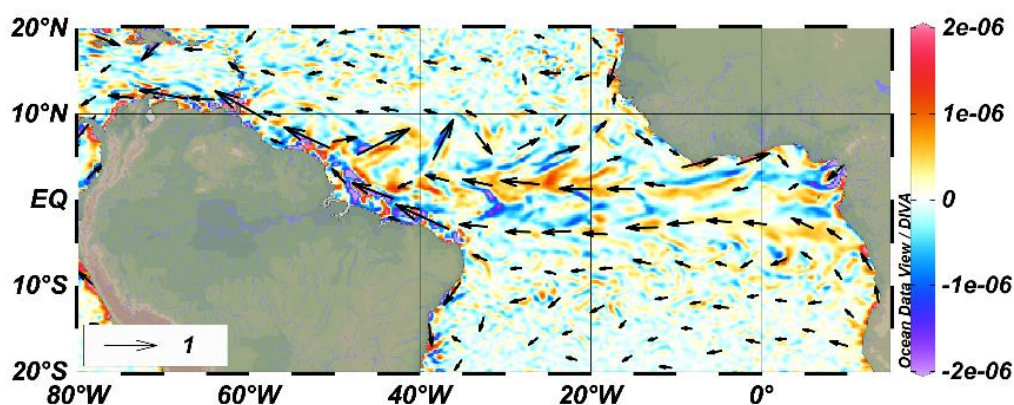


Рисунок 4.8 – Распределение дивергенций течений ($\text{div}V$, с^{-1}) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за январь 2022 г.

Вертикальное распределение. Для лучшего понимания до какой глубины происходит подъем вод богатых биогенными элементами, являющихся питательной базой планктона, рассмотрим вертикальные профили компонент скоростей течений и потенциальной температуры и солёности меридиональных разрезов, проходящих через точки А и В (рис. 4.7). Течение *NECC* достигает 140–150 м с ядром на 50 м в точке А и направлено на северо-восток, а в точке В на юго-восток. *NEC* – направленное на северо-запад достигает глубины 50–70 м. В зоне между *SEC* и *NECC* происходит опускание вод ($W < 0$), а в зоне *NECC* и *NEC* ($W > 0$) – подъем вод, что хорошо видно на вертикальных профилях распределения термохалинных характеристик.

Вертикальное распределение биомассы и численности фитопланктона на поверхности в районе Гвианской котловины показано на рис. 4.9. Наиболее высокие значения биомассы ($100 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) в восточной части Гвианского разреза (Регион I) обнаружены в слое 10–20 м (рис. 4.9а), где биомасса обусловлена низкой численностью фитопланктона относительно крупноклеточных микроводоросли ($0.02 \text{ млн. кл.} \cdot \text{л}^{-1}$, рис. 4.9в). Максимальные значения биомассы и численности также отмечаются на уровне 45° з.д., что соответствует текущему местоположению. В слое между поверхностью воды и глубиной 20 м биомасса фитопланктона увеличивается с 30 до $70 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$, а численность снижается с 0.025 до $0.03 \text{ млн. кл.} \cdot \text{л}^{-1}$. Подобные

тенденции, вероятно, связаны с доминированием мелкоклеточных микроводорослей на поверхности и крупноклеточных на глубине 20 м.

В районе Вима (Регион I) самые высокие значения поверхностной биомассы ($110 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) были обнаружены в западной и восточной частях, а самые низкие ($20 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) – в центральной части на 45° з.д. (рис. 4.9а). При переходе от поверхности к более глубоким слоям биомасса фитопланктона уменьшалась в 2.5 раза в районе наибольших значений и увеличивалась в 3 раза в районе 45° з.д. Фитопланктон был наиболее обилен в верхнем слое 0–10 м, с максимумом $0.02 \text{ млн кл.} \cdot \text{л}^{-1}$ (рис. 4.9г) в восточной и западной частях зоны разлома Вима, т.е. биомасса была обусловлена большим количеством мелкоклеточных микроводорослей. В районе 45° з.д. численность фитопланктона была в 4 раза меньше.

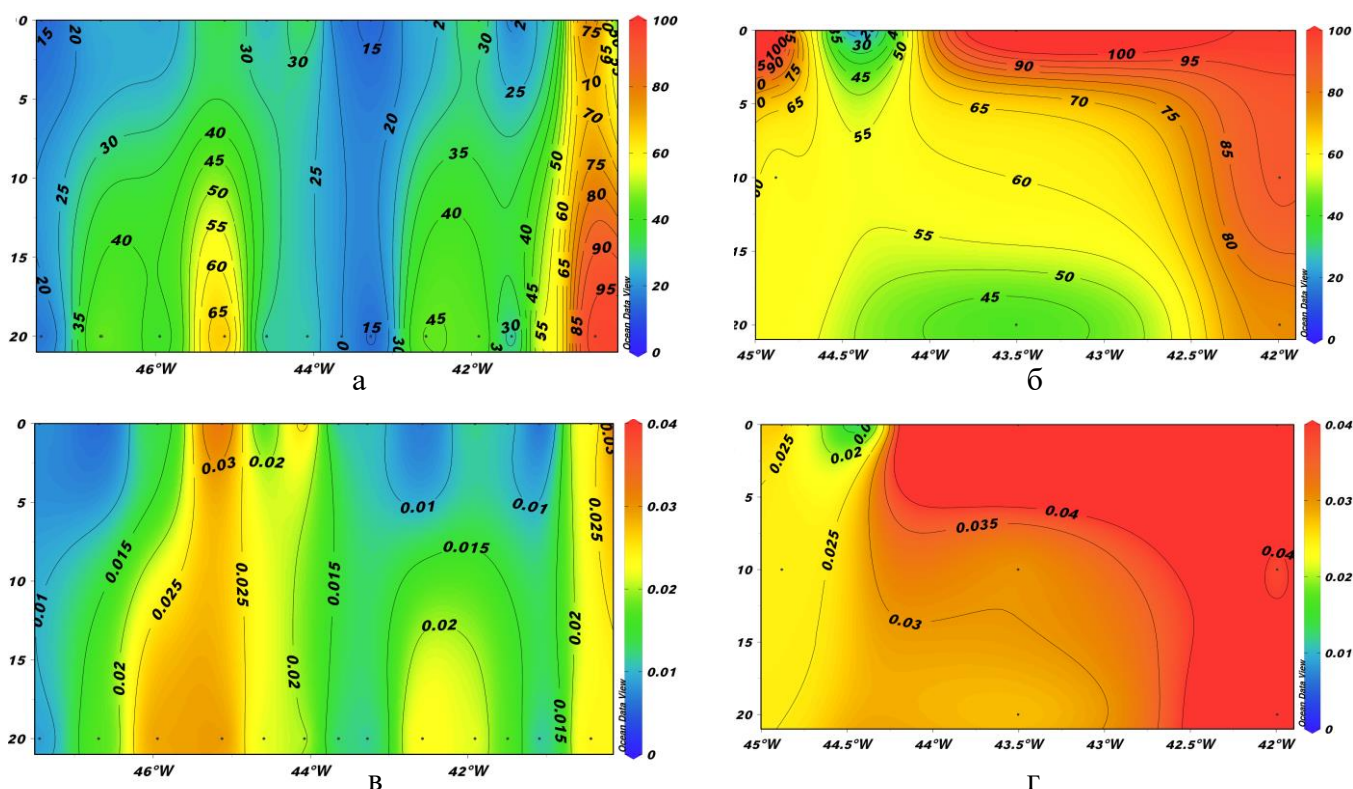


Рисунок 4.9 – Вертикальное распределение биомассы (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) (а, б) и численности (N , $\text{млн кл.} \cdot \text{л}^{-1}$) (в, г) фитопланктона в верхнем 20-ти метровом слое на участках Гвианского разреза (Район I) и зоны разлома Вима (Район II) зимой 2022 г.

[Krashennnikova et al., 2025]

В рассматриваемых Районах I и II выявлено достаточно высокое сходство видового состава фитопланктона по коэффициенту флористического сходства Серенсена-Чекановского $K_{SC}=0.62$. Зимний сезон, скорее всего, не является периодом активного «цветения» фитопланктона. Однозначного мнения о преобладающем сезоне цветения в тропической Атлантике нет. Одни авторы предполагают, что это происходит весной [Siegel et al., 2002], тогда как другие – осенью [Lindemann, St. John, 2014]. В весеннем фитопланктоне преобладают диатомовые и динофитовые; в позднеосенний период увеличивается численность диатомовых и кокколитофорид [Кондратьева, 1977]. Летом 50% фитопланктона могут составлять цианобактерии [Мовчан, 1973]. Представленные в работе результаты для зимнего периода свидетельствуют о доминировании динофитовых и гаптофитовых микроводорослей, которые соответствуют 54% и 21% общей биомассы фитопланктона соответственно.

На станциях в районе Гвианского разреза доминировали динофитовые микроводоросли, соответствующие олиготрофным водам океана. Наибольшее влияние диатомей (класс *Bacillariophyceae*) на биомассу фитопланктона обнаружено в районе разлома Вима на 11° с.ш. Здесь отмечены самые высокие значения численности и биомассы фитопланктона. Это также является подтверждением наличия в Регионе II шельфовых вод амазонского происхождения. Более высокое влияние диатомей на биомассу фитопланктона на станциях с шельфовыми водами по сравнению с морскими океаническими станциями наблюдалось также в январе-декабре 2001 г. [Shipe et al., 2006].

Профили *вертикального распределения концентраций хлорофилла-а* в зонах разлома Вима (Регион II) и Гвианского разреза (Регион I) представлены на рис. 4.10. Глубокий максимум ($C_{хл} = 0.10$ мкг·л⁻¹) отмечен на глубине 50 м в зоне разлома Вима; приповерхностный максимум ($C_{хл} = 0.05$ мкг·л⁻¹) зарегистрирован в верхнем 10-метровом слое на Гвианском разрезе. Наиболее высокая концентрация хлорофилла-а в зоне разлома Вима (Регион II) (0.06–0.13 мкг·л⁻¹), особенно в ее западной части, характеризует этот район как мезотрофный. Наименьшая

концентрация хлорофилла-*a* ($0.02\text{--}0.05\text{ мкг}\cdot\text{л}^{-1}$) характеризует Гвианский разрез (Регион I) как олиготрофный участок во всем 50-метровом слое.

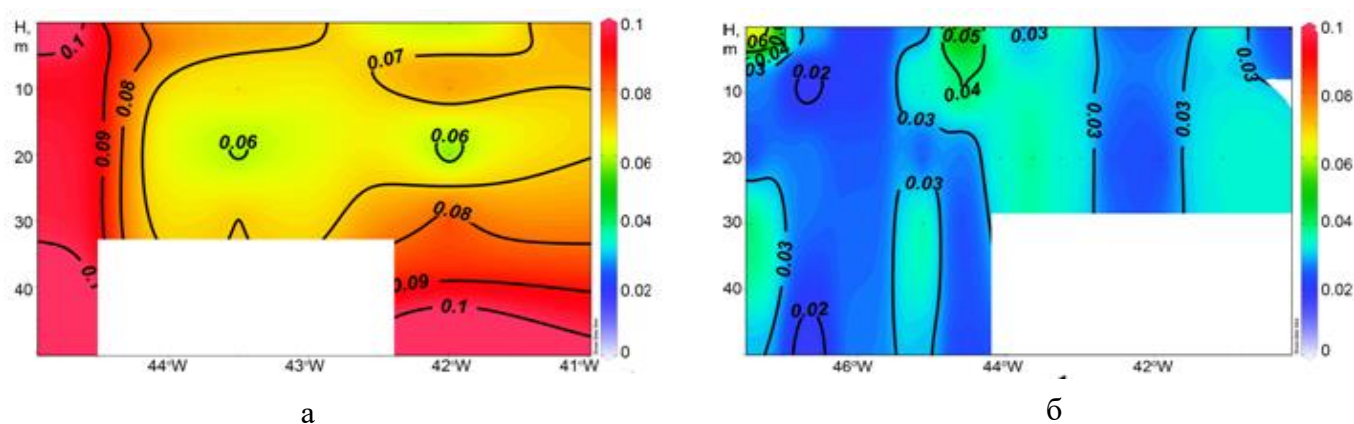


Рисунок 4.10 – Вертикальное распределение концентрации хлорофилла-*a* ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) в поверхностном 50 м слое в зоне разлома Вима (Регион II) (а) на участке Гвианского разреза (Регион I) (б) по данным 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» в январе 2022 г. [Krashenninnikova et al., 2023]

Анализ полученных данных показал вертикальную неоднородность концентраций хлорофилла-*a*. Выявлено два максимума $C_{\text{хл}}$ в поверхностном слое (0–10 м), совпадающих с максимумом фотосинтеза, и зафиксирован максимум на 50 м, отмеченный ранее [Кондратьева, 1977]. Этот 50-метровый максимум соответствует глубине фотического слоя, а также верхней границе Тропической водной массы. Максимум концентрации хлорофилла-*a* на глубине 50 м обусловлен двумя факторами: повышенной концентрацией биогенов в более глубоких водах и низкой инсоляцией на этой глубине, что приводит к более высокой продукции межклеточного хлорофилла-*a* в микропланктоне. Это означает, что на глубине 50 м происходит адаптивная реакция, которая приводит к усилению синтеза межклеточного хлорофилла-*a* микропланктона.

Наиболее высокие значения и устойчивость сообществ микропланктона отмечены в слое 10–50 м, что позволяет считать этот слой оптимальным для продукционных процессов [Бурлакова и др., 1983]. Экваториальную Атлантику можно отнести к непродуктивной зоне: здесь концентрация хлорофилла-*a* не

превышала $1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ [Мордасова, 2014]. Низкая фотоавтотрофная активность микропланктона связана с недостатком биогенных элементов, в основном азота [Ведерников и др., 2007].

Анализ *вертикального распределения термохалинных характеристик* в фотическом слое показывает следующее: наличие минимума солености (~ 35.4 епс) в верхнем слое 0–20 м; максимум солености на глубине 50 м; общее снижение температуры с глубиной; и высокие значения кислорода в восточной зоне разлома Вима (рис. 4.11а,в,д). Максимум подповерхностной солености (~ 36.6 епс) наблюдался на глубине 30–50 м в восточной части Гвианского разреза (рис. 4.11б). В западной части Гвианского разреза максимум температуры составил $+28.2$ °С во всем слое 0–50 м; в восточной части Гвианского разреза его значение было наименьшим ($+25$ °С) на глубине 50 м (рис. 4.11г). В восточной части Гвианского разреза кислород также имел более высокое значение ($4.85 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$) во всем слое 0–50 м (рис. 4.11е). Кислород активно выделяется фитопланктоном в восточной части Гвианского разреза, где максимальная соленость наблюдается на глубине 30 м (36.6 епс), а температура практически постоянна (26.2 °С). Об этом свидетельствует совпадение высоких значений биомассы фитопланктона ($100 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и численности ($0.03 \text{ млн кл.} \cdot \text{л}^{-1}$) и самых высоких значений O_2 ($4.8 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$) в слое 0–20 м (рис. 4.9б, 4.11е). Аналогично такая тенденция наблюдается и в восточной части района разлома Вима, где термоклин и максимальный слой S (36.6 епс) находились на глубине 50 м, при средней температуре воды 27 °С, а максимумы биомассы фитопланктона и кислорода находились в слой 10–20 м (рис. 4.9а, 4.11д). Это указывает на процесс усиления фотосинтеза на этих участках и преобладание облигатных автотрофов – диатомовых микроводорослей.

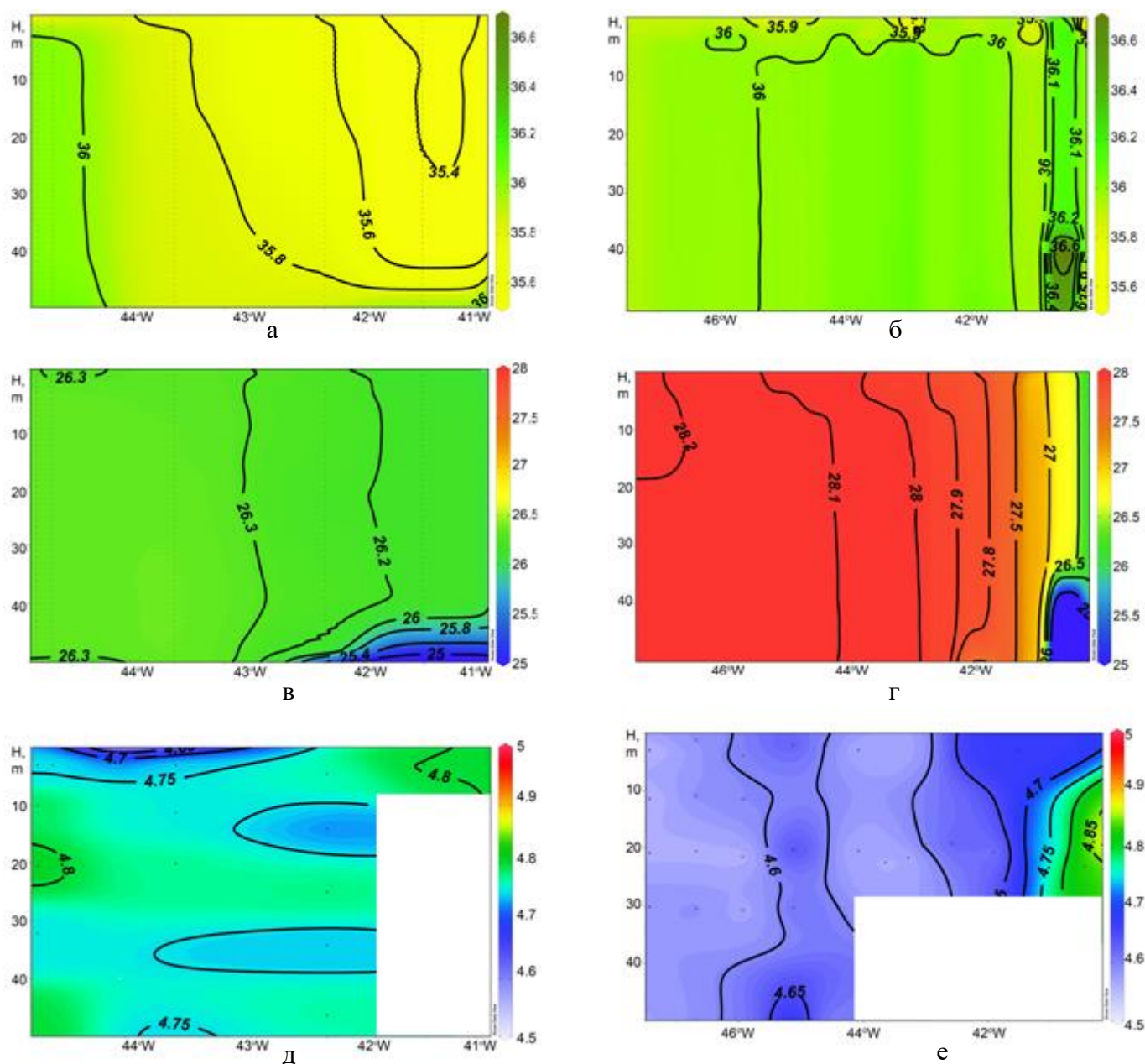


Рисунок 4.11 – Вертикальное распределение солёности, температуры и кислорода в зоне разлома Вима (Регион II) (а, в, д) и в районе Гвианского разреза (Регион I) (б, г, е) по данным 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» в январе 2022 г.

[Krashenninnikova et al., 2023]

Температура является одним из параметров окружающей среды, влияющим на рост и видовое разнообразие фитопланктона, а также на размножение многих видов и значения концентрации хлорофилла-*a* [Thomas et al., 2012; Käse, Geuer, 2018]. Высокая концентрация растворенного O_2 может быть показателем высокой фотосинтетической активности микропланктона. Наиболее высокие значения

изученных в работе гидробиологических показателей наблюдаются в районах с низкими температурами и наибольшими концентрациями растворенного кислорода.

Фитопланктон экваториальной Атлантики может продуцировать органические вещества при прекращении поступления питательных веществ из океана – за счет их запасов в клетках [Крупаткина, 1978]. В более биопродуктивной зоне разлома Вима выявлено равновесное сообщество автотрофов и гетеротрофов; в непродуктивном районе Гвианского разреза – преобладало гетеротрофное сообщество.

Фронты. Наибольшие концентрации хлорофилла-*a* рис. 4.6 а,б наблюдались в районах соленостных фронтов (рис. 4.12 а), связанных с пресноводным стоком реки Амазонки. Границы высоких значений $grad\theta$ хорошо соответствуют границам высоких значений концентраций хлорофилла-*a*, полученных по спутниковым наблюдениям (рис. 4.6б, 4.12б) в зонах апвеллингов *CUS*, *GGUS*, *EAUS*, *TAUS*. В области фронтальных зон в 1.5–2 раза может превышать фоновые значения в восточной части тропической Атлантики.

Положение высоких градиентов температуры указывает на границы районов выхода на поверхность более холодных глубинных вод в результате апвеллингов (Гвинейского, Канарского, Экваториального), а также за счет ветровых условий в районе. В тропической Атлантике высокая внутригодовая изменчивость градиентов солености и плотности наблюдается во фронтальной зоне Амазонки. В этом районе наблюдаются максимальные градиенты температуры летом на границе плюма Амазонки, возникающего вследствие сезонного увеличения стока реки. Зимой температурная фронтальная зона отсутствует.

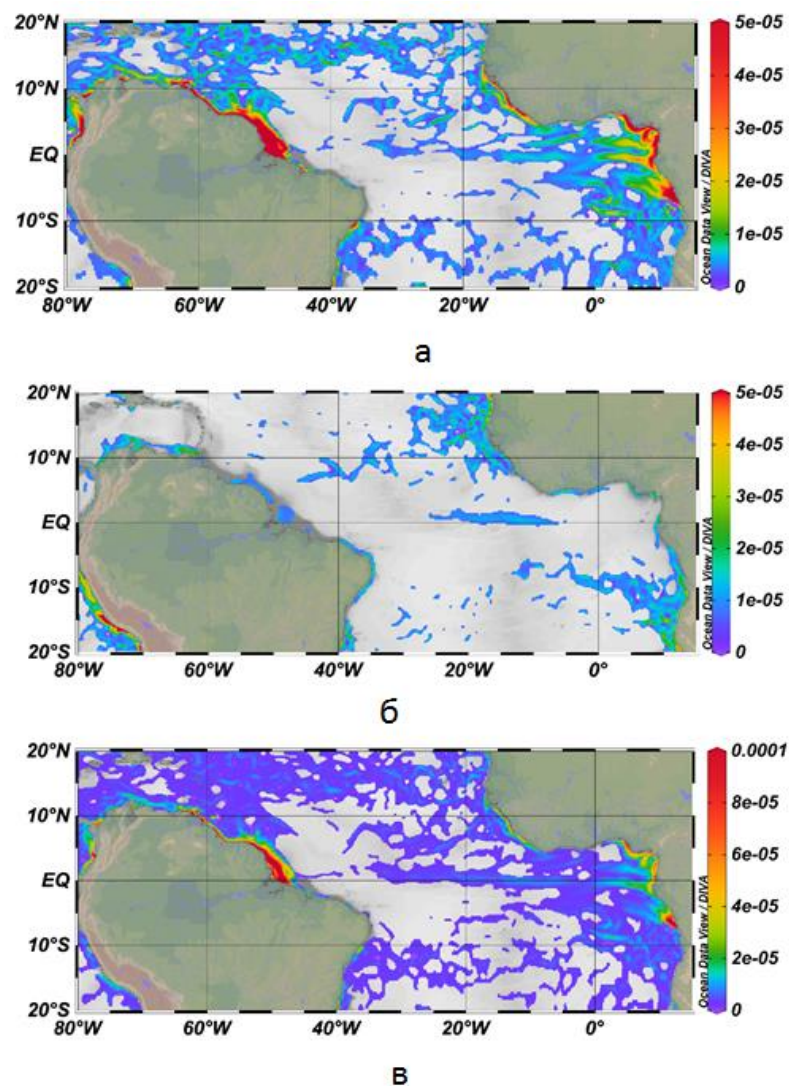


Рисунок 4.12 – Зоны соленостных ($gradS$, $\text{eps} \cdot \text{m}^{-1}$) (а) и температурных ($grad\theta$, $^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$) (б), плотностных ($grad\sigma_{\theta}$, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-4}$) (в) градиентов, рассчитанных по реанализу *GLORYS12v1* за январь 2022 г. [Крашениникова и др., 2025]

Влияние стока реки Амазонка. Воды реки Амазонки в разные сезоны распространяются по-разному [Moller et al., 2010; Brandt et al., 2023]. В зимний период богатые биогенными веществами воды реки Амазонки распространяются преимущественно вдоль побережья Южной Америки с минимальной площадью шлейфа [Moller et al., 2010], лишь частично пересекая экватор, достигая 11° с.ш. приток питательных веществ обусловлен их переносом с водами Амазонки и Северо-Бразильским течением (*NBC*), которое в дальнейшем трансформируется в *NECC*. По этим путям питательные вещества достигают зоны разлома Вима (11° с.ш.). Однако

в зимний сезон система *NBC–NECC* имеет вдольбереговую структуру и незначительно участвует в переносе амазонских вод в исследуемый район. В то же время осенью *NECC* распространяется далеко от побережья Южной Америки в северном полушарии (до 30° з.д.) [Schmitz, 1996] и может играть более существенную роль в транспорте богатых питательными веществами амазонских вод на исследуемую территорию.

Таким образом, повышенная концентрация биогенных веществ на поверхности в мезотрофной зоне разлома Вима обусловлена северным экваториальным противотечением, которое транспортирует амазонские воды. Олиготрофные воды поступают в район Гианского разреза северной ветвью Южного экваториального течения (*nSEC*) [Krasheninnikova et al., 2023], что согласуется с [Brandt et al., 2023]. С другой стороны, питательные вещества могут подниматься из более глубоких слоев в области дивергенции в зоне разлома Вима, образованной течениями *NEC* и *NECC*.

Влияние вихрей. Кроме того, важную роль в районе исследований могут играть вихри синоптического масштаба, усиливающиеся к западу [Didden, Schott, 1993; Koshlyakov, Belokopytov, 2020]. Неоднородность течений и, как следствие, мозаичность распределения сообщества фитопланктона, наблюдающаяся в поверхностных водах в районах Гианского разреза и разлома Вима на 45° з.д., можно объяснить этими вихрями. Таким образом, наиболее выраженное развитие фитопланктона и наиболее высокие значения его продукции могут быть связаны с районами выраженных вихрей [Роухияйнен, Юнев, 1978].

Таким образом, комплексный анализ всех этих параметров, включая биомассу и численность фитопланктона, свидетельствует о том, что поверхностные воды района Гианского разреза (Район I) являются олиготрофными, а воды района разлома Вима (Района II) – мезотрофными. Значения концентрации кислорода на поверхности оказались самыми низкими в районе Гианского разреза (4.5 мл·л⁻¹) и самыми высокими (4.85 мл·л⁻¹) – в зоне разлома Вима [Крашенинникова и др., 2023]. Такое распределение растворенного кислорода подтверждает более высокую продуктивность вод с преобладанием автотрофов, для которых в районе разлома Вима характерно преобладание диатомовых микроводорослей. Меньшая

продуктивность вод с доминированием гетеротрофов характеризуется преобладанием динофитных микроводорослей в видовом разнообразии планктонного сообщества районе Гвианского разреза.

Поверхностная циркуляция изучаемого региона в западной части тропической Атлантики характеризуется системой поверхностных течений, подробно описанной в [Крашенинникова, 2019; Krasheninnikova et al., 2023]. Достаточно низкая биопродуктивность вод в районе Гвианского разреза может быть связана с распространением в зимний период Северного Бразильского течения, находящегося ближе к американскому побережью, и недостаточным поступлением амазонских вод в район исследования. В целом биопродуктивность вод выше вблизи устьев рек и снижается по направлению к открытому океану. В середине Северного экваториального противотечения питательные вещества и количественные характеристики фитопланктона выше, чем в периферических районах течения. Поэтому воды в зоне разлома Вима более биопродуктивные, чем в районе Гвианского разреза.

В западной части Тропической Атлантики фитопланктон может производить органическое вещество без поступления биогенных элементов из океана (в основном из-за дефицита азота; район Гвианского разреза). Такое производство происходит за счет запасов планктонных клеток, как ранее описано Крупаткиной (1978). Слой 10–50 м обычно считают оптимальным для формирования сообщества фитопланктона [Бурлакова и др., 1983]. Максимальные значения концентрации хлорофилла-*a* зимой 2022 г. в западной тропической Атлантике были на глубинах 10 и 50 м ($0.05 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$). Это подтвердили наблюдения спутникового хлорофилла-*a* Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) *Modis-Aqua* (15 января 2022 года). Однако значения хлорофилла-*a* по спутниковым измерениям были в 2 раза выше, чем по данным *in situ* [Крашенинникова и др., 2023]. На самом деле спутниковые значения хлорофилла-*a* вблизи плюма Амазонки могут быть переоценены. Тем не менее они позволяют достаточно точно оценить траекторию стока Амазонки на шельфе [Brandt et al., 2023]. Таким образом, спутниковый хлорофилл-*a* в этом регионе действует как индикатор плюма реки

Амазонки из-за влияния взвешенных отложений на алгоритм хлорофилла-*a* дистанционного зондирования. В то же время поверхностное распределение концентрации хлорофилла-*a* соответствует количественным показателям фитопланктона, что согласуется с результатами работы [Шемшура и др., 1990].

Вертикальное распределение биомассы на двух рассматриваемых территориях неоднородно. В то же время максимальная численность наблюдалась в верхнем 10-метровом слое восточной части разлома Вима. Максимальные количественные характеристики фитопланктона обнаружены также на глубине 10 м в Тропической Атлантике [Мовчан, 1973]. В районе Гвианского разреза такой закономерности распределения не наблюдается.

Неоднородное распределение (как по горизонтали, так и по вертикали) количественных характеристик фитопланктона зависит от гидрологической структуры вод. Распределение характеристик поверхностного фитопланктона определяется положением основных водных масс, поверхностных течений и гидрологических фронтов, а вертикальная неоднородность фитопланктона – содержанием биогенных веществ [Демидов, Гагарин, 2018]. Циркуляция поверхностных вод в западной части тропической Атлантики изучалась в работах [Richardson, 1994; Schmitz, 1996; Schott et al., 2003; Brandt et al., 2023; Крашенинникова и др., 2022]. Единого мнения о положении потоков в рассматриваемых схемах нет [Schott et al., 2003; Brandt et al., 2023]. Схема циркуляции по [Brandt et al., 2023] на сегодняшний день дает лучшее объяснение распределения фитопланктона и биогенных элементов.

Современные данные дистанционного зондирования среднегодовой концентрации хлорофилла-*a* указывают на сильный рост продуктивности на территории, прилегающей к дельте реки Амазонки [Brandt et al., 2023]. Питательные вещества, доставляемые этим речным шлейфом, способствуют увеличению первичной продукции в океане [Subramaniam et al., 2008]. Для района экваториального апвеллинга характерна повышенная концентрация хлорофилла-*a*, но она ниже, чем в прибрежных апвеллинговых зонах [Grodsky et al., 2008].

Влияние климата на сезонные циклы фитопланктона в западной части Тропической Атлантики. В западной части Тропической Атлантики сезонный цикл фитопланктона характеризуется переходом от доминирования эукариотического фитопланктона зимой и весной к доминированию цианобактерий летом и осенью. Это связано с сезонной изменчивостью условий среды, которая влияет на структуру сообщества фитопланктона.

Зимой – глубокое вертикальное перемешивание уносит питательные вещества в фотическую зону, поддерживая относительно высокую первичную продукцию весной. Весной – уровень биомассы фитопланктона определяется ослаблением конвективного перемешивания, началом формирования температурного градиента и запасом биогенных веществ в поверхностном слое. Летом – развитие фитопланктона зависит от температурных условий и пополнения биогенными элементами в результате регенерации органического вещества и их переноса вихрями от прибрежных районов в открытую часть моря. Осенью – поток тепла становится отрицательным, начинается конвективное перемешивание и возрастает влияние ветровой активности. В результате фитопланктон, максимум которого располагался у основания сезонного термоклина, распределяется в перемешанном слое, что приводит к увеличению его биомассы в поверхностном слое.

4.2 Влияние гидрометеорологических факторов на распределение биомассы и численности фитопланктона и концентрации хлорофилла-*a*, микрозоопланктона в восточной части тропической Атлантики

Апвеллинги в восточной части тропической Атлантики. В Тропической Атлантике выделяют несколько апвеллинговых систем с высокой биопродуктивностью [Longhurst, 1993; Grodsky et al., 2008; Крашенинникова и др., 2024, 2025]: Гвинейскую (*GGUS, Guinea Gulf Upwelling System*; 8° з.д.–3° в.д., прибрежная полоса 1°) и Тропическую Ангольскую (*TAUS, Tropical Angolan Upwelling System*; 6–17° ю.ш., ширина 1°). Экваториальная атлантическая система апвеллинга (*EAUS, Equatorial Atlantic Upwelling System*; 3° с.ш.–3° ю.ш., 20–0° з.д.)

представляет собой область апвеллинга открытого океана с относительно слабой концентрацией хлорофилла-*a* [Grodsky et al., 2008]. С севера к *TAUS* примыкает постоянная система апвеллинга северной Бенгелы, с ячейкой Кунене примерно на 17° ю.ш., образующей северную границу *TAUS*.

На экваторе Экваториальное подповерхностное течение (*EUC*, *Equatorial Undercurrent*) переносит воды термоклина на восток, к *EAUS*, тогда как *GGUS* снабжается Гвинейским течением и Гвинейским подповерхностным течением [Herbert et al., 2016; Djakouré et al., 2017].

Сезонная динамика систем определяется ветрами, связанными с меридиональным смещением внутритропической зоны конвергенции. В течение бореального лета ВЗК смещается на север, что приводит к резкому усилению восточных ветров, способствующих апвеллингу вдоль экватора, и образованию Атлантического холодного языка (АХЗ) с центром около 10° з.д. В экваториальной Атлантике тепло в марте–апреле, что соответствует сезонному циклу с быстрым охлаждением в начале фазы АХЗ и более медленным потеплением после достижения максимальной пространственной протяженности [Caniaux et al., 2011]. У восточного побережья между экватором и 15° ю.ш. самые низкие температуры поверхности океана (ТПО) наблюдаются в период июль–сентябрь. На северной границе Гвинейского залива ветры усиливаются также в бореальное лето в соответствии со смещением ВЗК на север и развитием западно-африканского муссона, что приводит к благоприятным для апвеллинга западным ветрам вдоль побережья Ганы; самая низкая ТПО у побережья наблюдается в июле–августе.

Вертикальное движение нитратов, определяющее продуктивность, сопряжено с глубиной термоклина (нитраклина): подъем термоклина совпадает с вертикальной адвекцией нитратов вверх [Radenac et al., 2020]. Помимо локальных ветров, на термоклин влияют экваториальные и прибрежно-захваченные волны (*CSW*, *Coastal Trapped Waves*), распространение которых может вызвать динамический апвеллинг вдали от мест генерации [Hormann, Brandt, 2009; Illig et al., 2018; Bachélery et al., 2020].

В *EAUS* выделяют два периода похолодания: первичное (май–июнь), связанное с усилением апвеллинга под действием восточных ветров почти вдоль всего экватора [Weingartner, Weisberg, 1991], и вторичное (ноябрь–декабрь) [Jouanno et al., 2011]. В *GGUS* минимальные ТПО фиксируются в августе, где апвеллинг, благоприятствующий западным ветрам, способствует локальному похолоданию [Djakouré et al., 2017]. В *TAUS* южные ветры особенно слабы в фазы наиболее холодной морской поверхности [Körner et al., 2023].

В Гвинейском заливе прибрежный апвеллинг меняется по сезонам вдоль северного побережья, между 10° з.д. и 5° в.д., от Кот-д’Ивуара до Нигерии [Hardman-Mountford, McGlade, 2003]. Изменчивость температуры поверхности океана в *GGUS* модулирует амплитуду африканского муссона и влияет на региональный климат [Caniaux et al., 2011; Djakouré et al., 2017]. *GGUS* состоит из двух основных ячеек апвеллинга: восточной ячейки к востоку от мыса Три Пойнтс ($4^{\circ}440$ с.ш., $2^{\circ}050$ з.д.) и западной ячейки к востоку от мыса Пальмас ($4^{\circ}220$ с.ш., $7^{\circ}430$ з.д.), которые отмечены области пониженной ТПО вблизи побережья по спутниковым данным [Wiafe, Nyadjro, 2015].

Прибрежный апвеллинг *GGUS* связан с усилением геострофического прибрежного течения за счет местного и удаленного ветрового воздействия. Так, сезонное усиление Гвинейского течения, идущего на восток, способствует усилению меридионального наклона термоклина, тем самым приближая более холодные подземные воды у побережья к поверхности. Связь между ТПО и завихренностью напряжения ветра в *GGUS* была впервые предложена [Katz, Garzoli, 1982, 1983]. Влияние компонент скорости ветра и завихренности напряжения ветра на подъем вод в *GGUS* представлено в [Philander, Pacanowski, 1986]. О важной роли в подъеме холодных вод вертикальной накачки циклоническими вихрями, образующимися ниже по течению от мыса Три-Пойнтс и мыса Пальмас сообщалось в работе [Marchal, Picaut, 1977]. Ниже мыса Пальмас подъем вод может быть связан с нелинейной динамикой Гвинейского течения [Djakouré et al., 2017].

Глубина положения термоклина и сила прибрежного течения, а, также апвеллинг, находятся под сезонным влиянием экваториальных волн Кельвина и

Россби, а также прибрежно-захваченных волн [Moore et al, 1978; Servain et al., 1982; Picaut, 1983; Adames, Obrien, 1978]. На такое влияние указывает и сезонный цикл аномалий уровня моря вдоль экваториального и прибрежного волноводов. Адвекция импульса вносит основной вклад в вертикальную накачку западной апвеллинговой ячейки; охлаждение восточной ячейки апвеллинга в основном связано с морским Экмановским переносом [Djakouré et al., 2017].

Береговой геострофический поток может компенсировать ветровой морской перенос, тем самым уменьшая апвеллинг [Marchesiello, Estrade, 2010; Rossi et al., 2013]. Экмановский индекс прибрежного апвеллинга, который характеризует интенсивность апвеллинга, зависящую от касательного напряжения трения ветра, вида береговой линии и параметра Кориолиса, учитывает только перенос Экмана, поскольку Экмановская накачка оказывает незначительное влияние в этом регионе [Wiafe, Nyadjro, 2015].

Береговой геострофический поток связан с возрастающим к востоку уклоном уровня моря. Он обусловлен различиями плотности вод вдоль побережья: от относительно прохладных и соленых вод в зоне апвеллинга к востоку от мыса Три-Пойнтс до теплых и пресных вод на шлейфе реки Нигер, и в значительной степени компенсирует морской перенос Экмана и, следовательно, уменьшает апвеллинг.

Сток реки Нигер способствует возникновению берегового геострофического поверхностного потока, но дополнительно вызывает истончение смешанного слоя. В целом, нет никакого общего влияния речного стока на приповерхностный геострофический перенос. Однако сток реки Нигер вызывает потепление побережья, на 1 °C вблизи 2° в.д., что связано с уменьшением турбулентного перемешивания из-за усиленной стратификации соли [Alory et al., 2021]. Сезон летнего апвеллинга соответствует как максимальному утончению перемешанного слоя, так и максимальной поверхностной концентрации хлорофилла-*a* вдоль побережья [Toualy et al., 2022]. Поступление питательных веществ из реки может быть более или менее компенсировано уменьшением восходящего потока питательных веществ из-за повышенной стратификации, что характеризуется отсутствием вблизи шлейфа большой концентрации хлорофилла-*a*.

Исследование *Тропической апвеллинговой зоны (TAUS)* проводилось в работах [Федоров, 1983; Lutjeharms, Stockton, 1987; Van Camp et al., 1991, Brandt et al., 2023]. *TAUS* расположена в южном полушарии между устьем реки Конго на 6° ю.ш. и фронтальной зоной Анголы и Бенгелы примерно на 17° ю.ш. Продуктивность в *TAUS* имеет четко выраженный сезонный цикл. В *TAUS* во время южной зимы максимальная продуктивность наблюдается одновременно с самой низкой ТПО и самым сильным прибрежным температурным градиентом [Awo et al., 2022; Körner et al., 2023]. В отличие от других систем апвеллинга сезонность продуктивности в *TAUS* не может быть объяснена местным ветровым воздействием. Преобладающие южные ветры в *TAUS* в течение всего года, как правило, слабые. Сезонные циклы ни прибрежного напряжения ветра, ни завихренность напряжения ветра не находятся в фазе с сезонным циклом с точки зрения продуктивности, что позволяет предположить, что другие механизмы определяют сезонный цикл продуктивности в *TAUS* [Körner et al., 2023].

Одним из ключевых механизмов, модулирующих *TAUS* является прохождение прибрежно-захваченных волн [Awo et al., 2022; Körner et al., 2023]. Они распространяются к полюсу вдоль восточной границы и связаны с колебаниями ветра вдоль экватора или локально ветрами на восточной границе. Основным компонентом восточной пограничной циркуляции в *TAUS* является Ангольское течение. Его изменчивость связана с динамикой экваториального океана через распространение *CTW* на разных временных масштабах. Скорость Ангольского течения в направлении полюса достигает максимума в октябре, со вторичным максимумом – в феврале [Kopte et al., 2017].

Гидрографические условия *TAUS* претерпевают сезонные изменения с вертикальным смещением постоянного термоклина, по-видимому связанным с прохождением прибрежно-захваченных волн (*CTW*).

ТПО, имеющая сезонный цикл, в основном определяется приземными потоками тепла. Адвекция теплых вод Ангольским течением играет незначительную роль [Körner et al., 2023]. В *TAUS* ТПО снижена в узкой полосе вдоль побережья по сравнению с открытым морем. Возникающий в результате отрицательный

поперечный градиент ТПО имеет полугодовой цикл и является самым сильным в период апрель–сентябрь, с вторичным максимумом в декабре – январе. Полугодовой цикл градиента ТПО можно объяснить турбулентным перемешиванием, которое воздействует на сезонно различные стратификации [Körner et al., 2023].

В отличие от ТПО, соленость поверхности моря (СПМ) в *TAUS* претерпевает полугодовой цикл. Более пресная вода встречается в северной части *TAUS* в октябре–ноябре и в феврале–марте [Awo et al., 2022]. Важным источником пресной воды в *TAUS* является сток реки Конго на 6° ю.ш. с максимальным сбросом в океан в начале декабря. Наблюдаемый уровень пресной воды в *TAUS* контролируется меридиональной адвекцией через Ангольское течение и достигает максимума в фазе с усилением Ангольского течения [Awo et al., 2022]. Ангольское течение вытесняет пресную воду из шлейфа реки Конго в сторону *TAUS*, что приводит к повышенной стратификации с водой низкой солености на поверхности над подповерхностным максимумом солености. Эта сильная стратификация способствует подповерхностной адвекции вод с высокой соленостью, противодействуя поверхностному распреснению за счет вертикальной адвекции соли и перемешивания у основания смешанного слоя [Awo et al., 2022].

Турбулентное перемешивание является важным механизмом в *TAUS* для прибрежного охлаждения, восходящего потока соли и восходящего поступления питательных веществ [Awo et al., 2022; Körner et al., 2023].

Повышенные скорости перемешивания на мелководье *TAUS* можно объяснить распространяющимися на суше внутренними волнами, взаимодействующими с наклонным рельефом. Основным источником энергии внутреннего волнового поля считаются внутренние приливы, генерируемые взаимодействием баротропного прилива и континентального склона. Поверхность моря на мелководье в побережье охлаждается сильнее в фазы слабой, чем сильной стратификации.

В *Канарском апвеллинге* интенсивность подъема вод зависит от интенсивности северо-восточного пассата. Благодаря апеллингу происходит подъем промежуточных вод к поверхности в фотический слой, тем самым способствуя формированию высокой биологической продуктивности верхнего слоя океана.

Преобладание в этой зоне богатых биогенными элементами водной массы южного происхождения приводит к увеличению популяций массовых пелагических рыб, а северного происхождения водной массы в свою очередь вызывает обратный эффект [Сирота, 2003]. В сентябре-ноябре 2019 г. на СТМ «АТЛАНТНИРО» проводилось комплексное исследование пелагической экосистемы акватории Марокко, расположенная в пределах Большой Канарской экосистемы – район отечественного экспедиционного промысла [Бурыкин и др., 2020]. Осенью 2019 г. был выявлен активный апвеллинг, который охватил практически всю акваторию исследований – от м. Кап-Блан на юге до м. Сафи на севере. В периоды интенсификации северо-восточного пассата, являющейся следствием многолетних изменений положения и интенсивности Азорского барического максимума, холодные апвеллинговые воды наблюдались от побережья до материкового склона.

Канарский апвеллинг по характеру внутригодовой изменчивости разделяется на три зоны [Чернышков, 2006]: зону сезонного апвеллинга (между 10 и 20° с.ш.), зону интенсивного круглогодичного апвеллинга (между 20 и 26° с.ш.) и зону умеренного круглогодичного апвеллинга с выраженной сезонностью (между 26 и 32° с.ш.). Область Канарского апвеллинга можно разделить на три квазиоднородных района [Малинин и др., 2002]: северный (25–27° с.ш.), центральный (21–23° с.ш.) и южный (15–19° с.ш.).

Экваториальный апвеллинг переносит прохладные, богатые питательными веществами воды к поверхности экваториальной Атлантики. Его влияние на поверхности более выражено в восточной части бассейна [Brandt et al., 2023; Крашенинникова и др., 2023; Артамонова и др., 2024]. Его сезонный цикл представлен годовой и полугодовой гармониками, с первичным минимумом температуры поверхности океана (ТПО) в июле-августе и вторичным минимумом в ноябре-декабре [Jouanno et al., 2011].

Первые сведения о сезонной эволюции апвеллинга были получены в ходе наблюдательных исследований 1980-х гг., обнаруживших тесную связь между сезонным охлаждением поверхности и вертикальными движениями термоклина [Merle, 1980]. Периоды охлаждения поверхности восточной экваториальной

Атлантики совпадают с подъемом термоклина в мае-июне и ноябре. На основании модельных расчетов были выявлены изменения экваториального термоклина, вызванные сезонным циклом ветрового напряжения [Philander, Pacanowski, 1981]. Показано, что более сильные восточные ветры приводят к более сильному поднятию термоклина в восточной экваториальной части Атлантики. Поднятие восточного термоклина, вызывает поток на восток экваториального подповерхностного течения (*EUC*), которое обеспечивает апвеллинг в восточной экваториальной части Атлантического океана.

Экваториальный апвеллинг является неотъемлемой частью Северного тропического циклонического круговорота, который оттесняется восточными ветрами от экватора. Меридиональная дивергенция, рассчитанная по экмановским переносам около 10° ю.ш. и 10° с.ш., составляет около 20 Св [Schott et al., 2004; Tuchen et al., 2019].

Восточные ветры на экваторе дополнительно приводят к экваториальному апвеллингу, который является частью тропических ячеек. Тропические ячейки представляют собой подобные опрокидывающие циркуляции, что и Северный циклонический тропический круговорот, но они ограничены только верхними 100 м, с апвеллингом на экваторе и нисходящим потоком на широтах около $\pm 3-5^\circ$. Среднегодовые тропические ячейки в центральной тропической Атлантике асимметричны относительно экватора; северная ячейка простирается в южное полушарие. Такое поведение можно объяснить наличием южных ветров, пик которых приходится на бореальную осень и которые вызывают кросс-экваториальный приповерхностный поток на север на экваторе [Neukamp et al., 2022]. Эта особенность циркуляции, часто называемая экваториальным валом, имеет максимальный возвратный поток в южном направлении на глубине около 50 м, а также апвеллинг и нисходящий поток немного южнее и севернее экватора соответственно. Скорость апвеллинга в экваториальной Атлантике часто оценивается по местному ветровому воздействию как сумма Экмановской накачки, обусловленной зональным ветровым напряжением, меридиональным ветровым напряжением, дивергенцией ветрового напряжения и завихренностью ветрового

напряжения [Caniaux et al., 2011]. Модели показывают, что доминирующим фактором, вызывающим экваториальный апвеллинг, является воздействие зонального напряжения ветра.

Некоторые авторы показывают, что турбулентное перемешивание является самым сильным фактором охлаждения баланса тепла смешанного слоя во время начала Атлантического холодного языка и определяет пространственное распределение и временную изменчивость охлаждения экваториальной поверхности [Jouanno et al., 2011]. Турбулентное перемешивание у основания смешанного слоя, которое выводит тепловой поток из смешанного слоя в более глубокие слои океана, в основном вызывается вертикальным сдвигом зональных экваториальных течений – это направленное на запад Южно-Экваториальное течение на поверхности и направленное на восток Экваториальное подповерхностное течение на уровне термоклина. Различные процессы, такие как зональные течения, сезонно меняющиеся по силе и глубине ядра, вертикальный сдвиг, связанный с внутрисезонными волнами, сезонно меняющаяся меридиональная циркуляция и турбулентность глубокого цикла, способствуют пространственной и временной изменчивости экваториального перемешивания [Neukamp et al., 2022; Moum et al., 2022].

Исследования зон апвеллингов по экспедиционным данным. В диссертационной работе изучается влияние гидрометеорологических факторов на пространственное вертикальное и горизонтальное распределение фитопланктона, относящегося к размерным группам нано-, микро- и мезопланктона (≥ 5 мкм) в зонах апвеллингов восточной части центральной и тропической Атлантики. Установлено, что численность и биомасса фитопланктона в Атлантическом океане связаны с распределением питательных веществ в зонах апвеллингов, а также с характером течений. Количество фитопланктона выше вблизи материковых побережий, островов, подводных возвышенностей, а также в открытом океане в зоне экваториальной дивергенции. В халистатических областях, расположенных к северу и югу от экватора, сообщество фитопланктона обычно бедно [Роухияйнен, 1988]. Особенности распределения фитопланктона в Восточной Центральной Атлантике

зависят от изменения климата, а также стратификации воды, наличия питательных веществ, освещенности и выедания консументами высшего порядка [Vinogradov et al., 1996; Winder, Sommer, 2012; Käse, Geuer, 2018]. Важным следствием апвеллинга является увеличение биологической продуктивности, которая в первую очередь зависит от поступления нитратов [Loukos, Memery, 1999; Radenac et al., 2020].

По спутниковым и экспедиционным данным (рис. 4.12), воды открытой части региона оказались малопродуктивными: концентрация хлорофилла-*a* не превышает $0.2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$. Наибольшие значения ($>2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) отмечены в районе Канарского апвеллинга, при этом вдоль всего побережья Африки концентрации превышают $1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$. В экваториальной зоне фиксируется незначительный рост содержания хлорофилла-*a* ($>0.3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), вероятно, связанный с экваториальным апвеллингом.

Согласно принятой классификации [Vinogradov et al., 1996], воды с концентрацией хлорофилла-*a* $<0.1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ относятся к олиготрофным, $0.1\text{--}1.0 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ – к мезотрофным, $>1.0 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ – к эвтрофным. Распределение хлорофилла-*a* хорошо коррелирует с численностью и биомассой фитопланктона (рис. 4.12 в, г), что позволяет выделить три района:

Район I ($23\text{--}40^\circ$ с.ш.): хлорофилл-*a* $<0.1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$, численность фитопланктона $<0,1$ млн кл/м³, биомасса близка к нулю — олиготрофные воды открытого океана.

Район II ($0\text{--}10^\circ$ с.ш.): хлорофилл-*a* до $0.3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$, численность до 0.5 млн кл/м³, биомасса $0.1\text{--}0.2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ с максимумом у экватора ($>0.3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$).

Район III ($0\text{--}2^\circ$ ю.ш.): максимальные показатели биомассы и численности фитопланктона.

По данным контактных наблюдений в рейсе АИ-63 воды Регионов II и III соответствуют мезотрофным. Станция на 22° с.ш., географически относящаяся к Региону I, показала более высокие значения биомассы и численности, что объясняется влиянием Канарского апвеллинга, сближающим её характеристики с Регионом III.

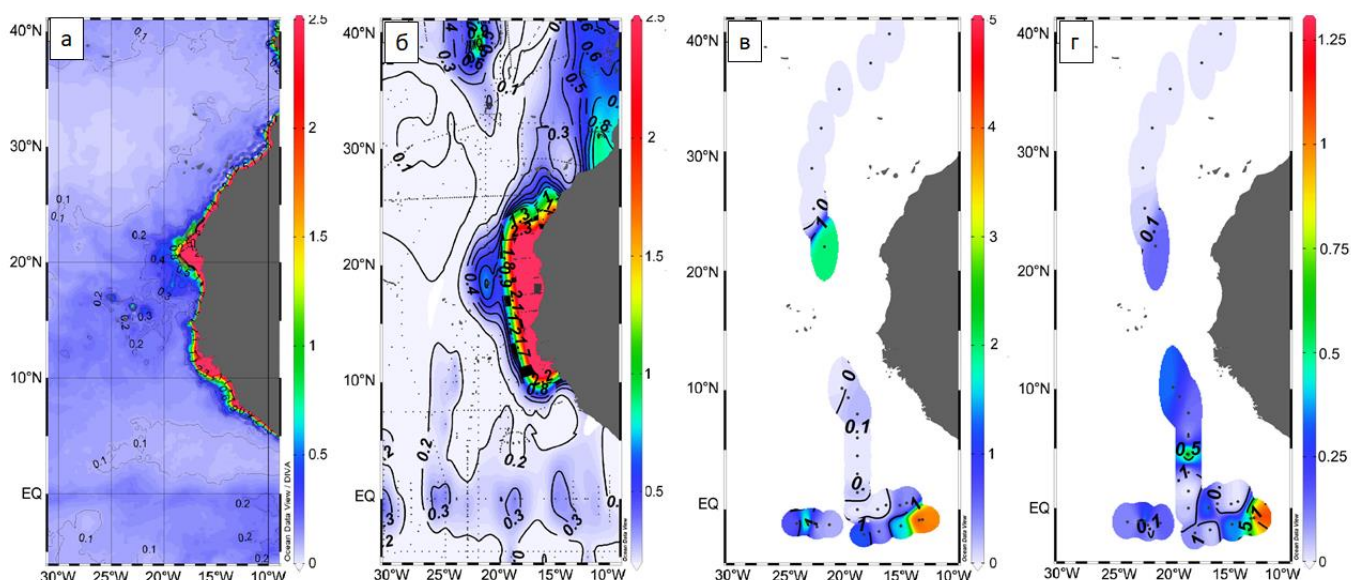


Рисунок 4.12 – Распределение концентрации хлорофилла-*а* ($C_{\text{хл}}$, $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) по спутниковым данным за октябрь 2022 г. (а) и по контактными наблюдениям за сентябрь–ноябрь WODB 1950–2018 гг. (б); биомасса (B , $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) (в), численность (N , млн клеток· м^{-3}) (г) по данным 63-го рейса НИС «Академик Иоффе» осенью 2022 г.

Количественные характеристики фитопланктона на горизонтах 0, 20 и 50 м, полученные в ходе рейса НИС «Академик Иоффе» в осенний период 2022 г. в Регионе I, представлены на рис. 4.13. В пределах широтного диапазона 23–40° с.ш. биомасса и численность микрофитопланктона (≥ 5 мкм) были чрезвычайно низкими и на ряде станций фактически сводились к единичным клеткам в пересчитанном объеме, то есть находились на пределе чувствительности применённого метода подсчёта. Водные массы в этом регионе характеризовались как олиготрофные: концентрации фосфатов, как правило, не превышали 0.1 мкМ, нитратов – 0.2 мкМ (рис. 4.13). В фитопланктоне преобладали мелкоклеточные формы микроводорослей.

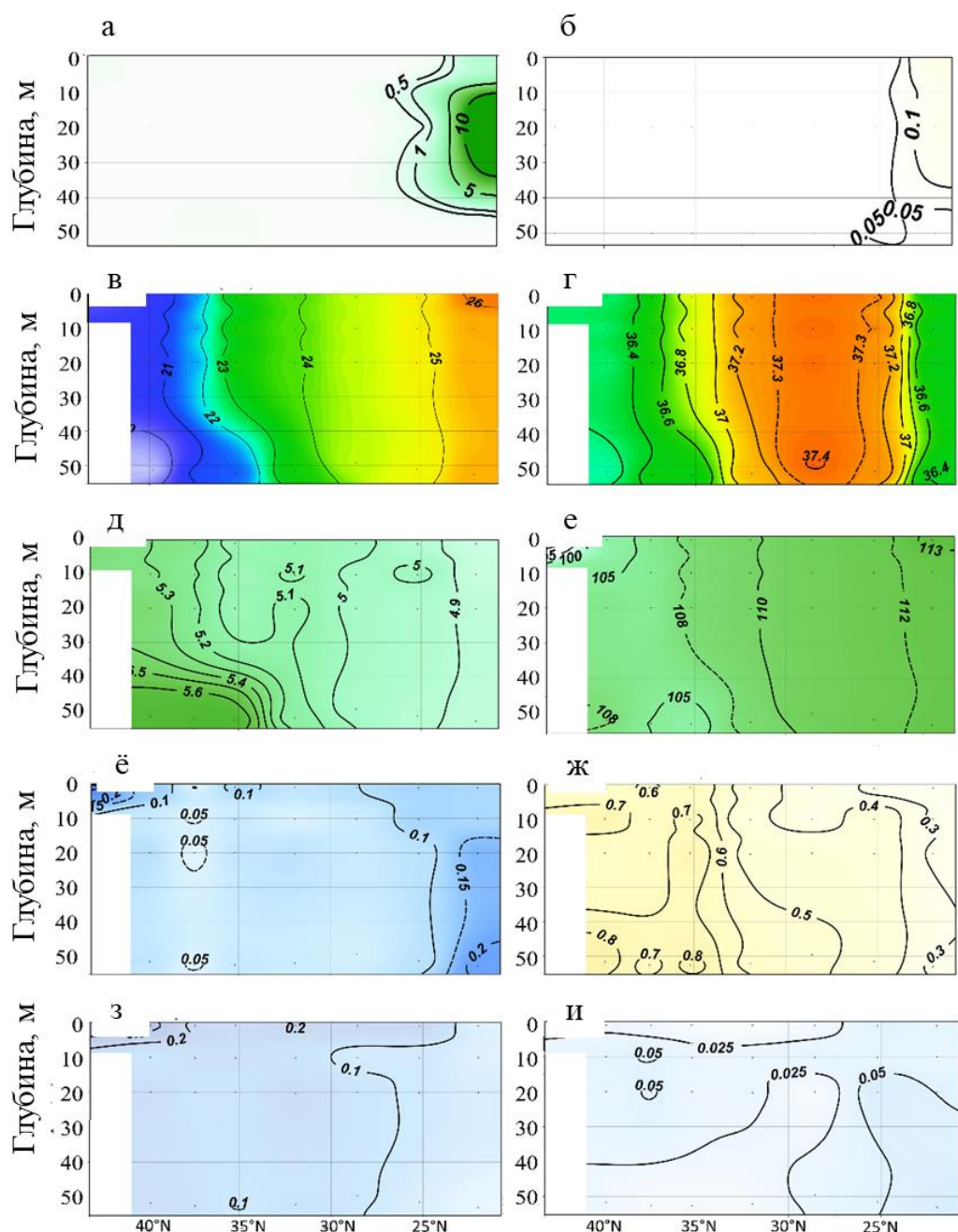


Рисунок 4.13 – Распределение биомассы фитопланктона (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) (а), численности (N , $\text{млн кл} \cdot \text{м}^{-3}$) (б), гидрологических (температура (T , $^{\circ}\text{C}$) (в), соленость (S , епс) (г)) и химических параметров (кислород (O_2 , $\text{мл} \cdot \text{л}^{-1}$) (д), насыщение кислородом (O_2 , %) (е), фосфат (PO_4 , μM) (ё), силикат (Si , μM) (ж), нитрат (NO_2 , μM) (з), нитрит (NO_3 , μM) (и)) по широте в Восточной части Центральной Атлантики (Регион I) по данным 63-го рейса НИС «Академик Иоффе» осенью 2022 г.

Южнее 23° с.ш., по данным станции, расположенной ближе к зоне Канарского апвеллинга, отмечались более высокие значения биомассы фитопланктона с максимумом на горизонте 20 м. В этом районе зафиксированы максимальные значения кислородной насыщенности (до 112 %), что указывает на интенсивный фотосинтез. Однородность вертикального распределения температуры и химических параметров нарушалась: слой 10–50 м был холоднее поверхностного, имел пониженные значения солёности и повышенное содержание фосфатов, нитритов и силикатов при относительно низкой концентрации нитратов. Такое сочетание признаков согласуется с ослабленным Канарским апвеллингом, при котором подъём более холодных, обогащённых биогенными элементами вод ограничивается подповерхностным слоем и не проявляется непосредственно на поверхности океана в период наблюдений.

На 10° с.ш. и 1–2° с.ш. (Регион II) максимальная биомасса фитопланктона была обнаружена на глубине 20 м (рис. 4.14). Наибольшие значения биомассы соответствовали низким значениям численности фитопланктона, что указывает на доминирование крупных динофитовых клеток в этих районах. Для региона II распределение всех химических характеристик определялось: на севере – положением термоклина, который резко поднимался до глубины 30–40 м, обогащая верхнюю толщу воды биогенными элементами: концентрация нитратов достигала 16.8 мкМ, фосфатов – 1.4 мкМ и нитритов – до 0.4 мкМ; содержание растворенного кислорода резко снижалось до 1.6 мл/л. В результате в богатых биогенными элементами водах апвеллинга с температурой <23°C и соленостью 35.5 psu наблюдались резкие всплески биомассы фитопланктона, в основном на глубинах 20 и 50 м (рис. 4.14). Южная часть района находилась под влиянием экваториального апвеллинга, что также проявлялось в увеличении концентраций биогенных элементов по всей толще, с максимумом на 50 м: фосфаты до 0.4 мкМ, нитриты до 0.2 мкМ, силикаты до 4 мкМ. Здесь же были обнаружены наибольшие значения численности фитопланктона (рис. 4.14).

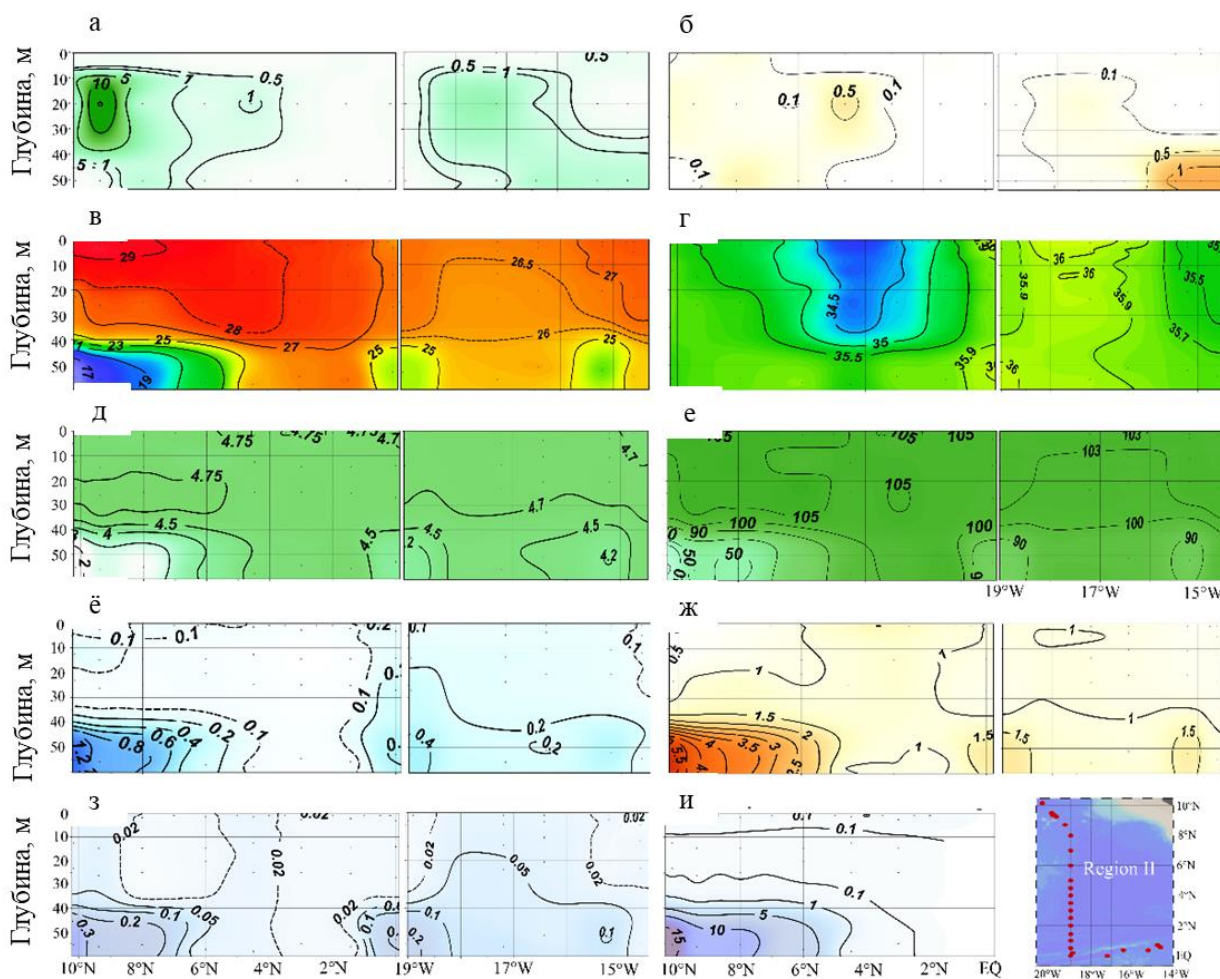


Рисунок 4.14 – Распределение биомассы фитопланктона (B , $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) (а), численности (N , $\text{млн кл}\cdot\text{м}^{-3}$) (б), гидрологических (потенциальная температура (θ , $^{\circ}\text{C}$) (в), соленость (S , епс) (г)) и химических параметров (кислород (O_2 , $\text{мл}\cdot\text{л}^{-1}$) (д), насыщение кислородом (O_2 , %) (е), фосфат (PO_4 , μM) (ё), силикат (Si , μM) (ж), нитрат (NO_2 , μM) (з), нитрит (NO_3 , μM) (и)) по широте в Восточной части Центральной Атлантики (Регион II) по данным 63-го рейса НИС «Академик Иоффе» осенью 2022 г. По оси абсцисс северная широта « $^{\circ}\text{N}$ », южная широта « $^{\circ}\text{S}$ », западная долгота « $^{\circ}\text{W}$ »

Максимальная биомасса фитопланктона ($10 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$) была зарегистрирована на глубине 20 м в регионе III, с численностью на 0 м ($5.5 \text{ млн кл}\cdot\text{м}^{-3}$) и 50 м ($3 \text{ млн кл}\cdot\text{м}^{-3}$) (рис. 4.15). Доминировали колониальные диатомовые водоросли.

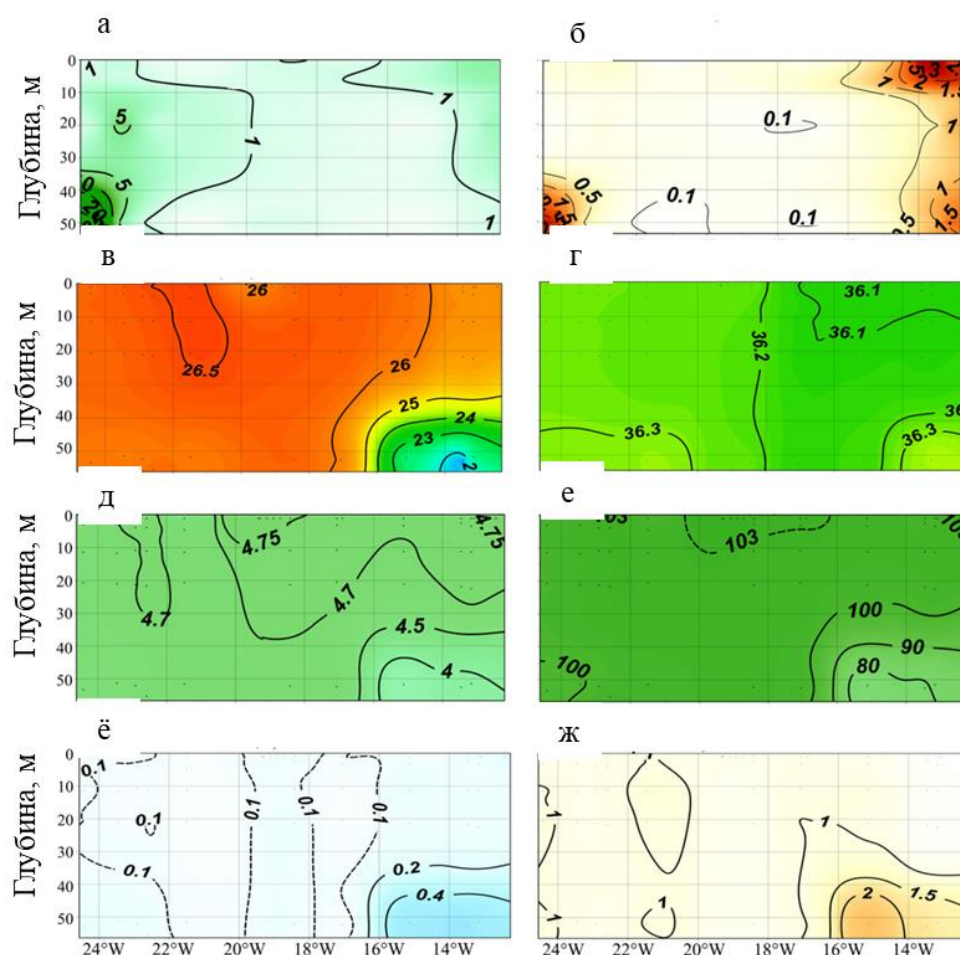


Рисунок 4.15 – Распределение биомассы (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) (а), численности (N , $\text{млн кл} \cdot \text{м}^{-3}$) (б) фитопланктона, гидрологических (температура (T , $^{\circ}\text{C}$) (в), соленость (S , епс) (г)) и химических параметров (кислород (O_2 , $\text{мл} \cdot \text{л}^{-1}$) (д), насыщение кислородом (O_2 , %) (е), фосфат (PO_4 , μM) (ё), силикат (Si , μM) (ж), нитрат (NO_2 , μM) (з), нитрит (NO_3 , μM) (и)) по долготе в Восточной части Центральной Атлантики (регион III) по данным 63-го рейса НИС «Академик Иоффе» осенью 2022 г. По оси абсцисс отложена западная долгота со знаком «°W»

Регион III, расположенный в южном полушарии, в целом характеризовался более высокими концентрациями биогенных элементов. Максимальные концентрации биогенных элементов (фосфаты $0.58 \mu\text{M}$, нитриты $0.39 \mu\text{M}$, силикаты $3 \mu\text{M}$) наблюдались на глубине 50 м (рис. 4.15). Максимальная численность и биомасса фитопланктона были отмечены в этом регионе. Вертикальное распределение профилей температуры и фосфатов в регионе III

подтвердило явление апвеллинга (рис. 4.15). К востоку от 16° з.д. в регионе III холодные воды с температурой 22°C и высокой соленостью 36.3 епс, низким содержанием кислорода (около 4 мл·л⁻¹ и менее 80% его насыщения) поднимаются из более глубоких слоев океана до 40 м, обогащенные биогенными элементами — силикатами и фосфатами.

Коэффициент Сёрнсена–Чекановского показал различные уровни флористического сходства между регионами: между Регионами I и II — 0.32, между регионами II и III — 0.47, между Регионами I и III — 0.35. Это указывает на более высокое сходство видового состава между Регионами II и III и более низкое — между регионом I и двумя другими регионами.

Корреляционный анализ Спирмена не выявил статистически значимых связей между количественными и структурными характеристиками фитопланктона и рассмотренными абиотическими параметрами по совокупности всех проб ($p > 0.05$ во всех случаях). Для численности фитопланктона коэффициенты корреляции с температурой, солёностью, концентрацией растворённого кислорода, фосфатами и силикатами варьировали от -0.162 до 0.122 (табл. 4.3). Для биомассы наиболее выраженная, но статистически незначимая тенденция наблюдалась в связи с солёностью ($r_s = 0.203$, $p = 0.117$).

Таблица 4.3 – Ранговые корреляции Спирмена между характеристиками фитопланктона и абиотическими переменными для всех образцов в совокупности.

Значения указаны как коэффициенты корреляции Спирмена (r_s), p -значения приведены в скобках. Ни одна из корреляций не была статистически значимой при $p < 0.05$.

Биотические параметры	T , °C	S , епс	O_2 , мл·л ⁻¹	PO_4 , мкМ	Si , мкМ
Численность, млн кл·м ⁻³	-0.063 (0.627)	0.122 (0.347)	-0.162 (0.208)	0.041 (0.753)	0.102 (0.431)
Биомасса, мг·м ⁻³	-0.006 (0.964)	0.203 (0.117)	0.064 (0.621)	-0.067 (0.605)	-0.060 (0.645)

При отдельном анализе по регионам статистически значимые корреляции отсутствовали в Регионе II, тогда как в Регионах I и III были выявлены несколько

значимых связей. В Регионе III численность фитопланктона и индексы альфа-разнообразия отрицательно коррелировали с температурой, тогда как индекс Шеннона положительно коррелировал с концентрацией фосфатов.

В Регионе I, несмотря на малый объем выборки ($n = 8$), также выявлены статистически значимые связи: сильная положительная корреляция температуры с показателями разнообразия ($r_s = 0.79$; $p < 0.05$) и отрицательная – с содержанием силикатов и растворенного кислорода ($r_s = -0.83$; $p < 0.05$). Ввиду ограниченного количества проб в данном районе, полученные для него коэффициенты следует рассматривать как показатель предварительных трендов.

Дополнительный анализ производных химических показателей показал, что среди рассчитанных индексов (DIN, DIN:PO₄, Si:DIN, Si:PO₄) статистически значимая связь по совокупности всех проб была выявлена только между биомассой фитопланктона и концентрацией растворённого неорганического азота (DIN = NO₃ + NO₂): наблюдалась отрицательная корреляция ($r_s = -0.45$, $p = 0.03$, $n = 23$). Для отношений DIN:PO₄, Si:DIN и Si:PO₄ значимых корреляций с численностью, биомассой и индексами альфа-разнообразия не обнаружено.

Корреляционный анализ Спирмена по совокупности всех проб не выявил статистически значимых связей между численностью, биомассой, индексами альфа-разнообразия фитопланктона и основными абиотическими параметрами (температура, солёность, растворённый кислород, фосфаты и силикаты). Это указывает на то, что при объединении проб из гидрологически контрастных районов локальные зависимости сглаживаются и не описываются единым универсальным фактором. Анализ по регионам выявил, что в Регионе III температура отрицательно коррелировала с численностью фитопланктона и индексами альфа-разнообразия, тогда как индекс Шеннона положительно коррелировал с фосфатами. Кроме того, были выявлены отрицательные связи биомассы и индексов разнообразия с силикатами. Эти результаты согласуются с представлением о том, что в условиях экваториального апвеллинга температура выступает интегральным индикатором притока более холодных, глубинных вод, одновременно влияющих на обеспеченность питательными веществами и состав сообщества.

В Регионе I также были выявлены сильные корреляции между температурой, растворённым кислородом, силикатами и индексами альфа-разнообразия. В Регионе II статистически значимые связи отсутствовали, что, по-видимому, связано с высокой внутренней неоднородностью этого района, где сочетаются участки с различной интенсивностью апвеллинга и контрастной вертикальной структурой водной толщи.

Дополнительный анализ производных химических показателей показал, что среди рассчитанных стехиометрических индексов (DIN, DIN:PO₄, Si:DIN, Si:PO₄) статистически значимая отрицательная корреляция по совокупности всех проб была выявлена только между биомассой фитопланктона и концентрацией растворённого неорганического азота. По-видимому, это отражает не прямое негативное действие минерального азота на фитопланктон, а пространственное разделение участков активного потребления биогенных элементов фитопланктоном и участков, где повышенные концентрации азота сохраняются в толще воды. Это согласуется с представлениями о том, что отклик фитопланктона зависит не только от абсолютных концентраций и стехиометрии питательных веществ, но и от гидродинамики, глубины смешанного слоя и сдвига во времени между поступлением биогенов и их биологическим потреблением [Liu, Tanhua, 2021].

В фитопланктоне исследуемой акватории идентифицировано 39 видов микроводорослей, относящихся к динофлагеллятам (21 вид родов *Neoceratium*, *Protoperidinium*, *Dinophysis* и др.), диатомовым водорослям (17 видов родов *Chaetoceros*, *Nitzschia*, *Thalassionema* и др.) и прازیнофіціевым (1 вид рода *Pterosperma*).

Регион I характеризовался наименьшим видовым разнообразием (11 таксонов). В северной части этой области в составе фитопланктона преобладали динофитовые водоросли округлой и сложной формы, представленные как крупно-, так и мелкоклеточными видами. В более южной части регион I отмечалось присутствие крупноклеточной вытянутой диатомовой водоросли *Proboscia alata*.

В Регионе II было обнаружено 25 видов микроводорослей: 14 видов в поверхностном слое, 18 видов на горизонте 20 м и 19 видов на горизонте 50 м. Во

всей водной толще доминировали колониальные диатомовые *Chaetoceros affinis* и *Thalassiosira eccentrica*, относящиеся к уплощённым формам. В северной части Регион II значительную долю численности и биомассы также составляли мелкие округлые динофитовые водоросли родов *Gymnodinium* и *Scrippsiella*. В южной части региона диатомовая водоросль *Proboscia alata* с крупными вытянутыми клетками отмечалась на всех исследуемых горизонтах. Другие крупные вытянутые диатомовые – *Pseudosolenia calcar-avis* и *Dactyliosolen fragilissimus* – были зарегистрированы на глубине 50 м в зоне экваториального апвеллинга, где наблюдались повышенные концентрации биогенных элементов (рис. 4.14).

В Регионе III было зарегистрировано 31 вид микроводорослей: 21 вид в поверхностном слое, 20 видов на горизонте 20 м и 17 видов на горизонте 50 м. Здесь доминировали преимущественно колониальные вытянутые диатомовые водоросли. Среднеразмерные вытянутые клетки (*Nitzschia tenuirostris*, *Pseudo-nitzschia calliantha*) и крупные формы (*P. alata*, *P. calcar-avis*) были обычными доминирующими видами на всех исследованных горизонтах. В направлении от открытой акватории к берегу, на фоне некоторого увеличения содержания силикатов и фосфатов (рис. 4.15), в планктоне возрастало разнообразие форм и размерных групп микроводорослей.

Полученные данные показывают, что в осенний период в восточной части Центральной Атлантики можно выделить три гидрологически различных региона, которым соответствовали разные уровни развития микрофитопланктона. Минимальные значения численности и биомассы фитопланктона при низком содержании биогенных элементов были получены в Регионе I (рис. 4.13). Это согласуется с архивными контактными наблюдениями WODB за 1950–2018 гг. (рис. 4.12б) и спутниковыми данными по хлорофиллу-а за 2022 г. (рис. 4.12а), указывающими на устойчиво низкий трофический статус этого района. Такая интерпретация правомерна, поскольку между концентрацией хлорофилла-а и количественными характеристиками фитопланктона существует тесная связь [Shemshura et al., 1990].

Наименее продуктивный характер Региона I, по-видимому, определяется его принадлежностью к субтропическим олиготрофным водам, связанным с системой Канарского течения. В этих условиях ограниченное поступление биогенных элементов и выраженная стратификация водной толщи создают неблагоприятный фон для активного развития фитопланктона, особенно в верхнем слое. В то же время на отдельных станциях к югу от 23° с.ш. признаки повышения биомассы на горизонте 20 м, вероятно, отражают ослабленное влияние Канарского апвеллинга, не достигающего до поверхности и затрагивающего преимущественно подповерхностные горизонты. Это соответствует современным представлениям о пространственной неоднородности восточной периферии субтропического круговорота и роли апвеллинговых процессов в локальном повышении биопродуктивности [Käse, Geuer, 2018; Brandt et al., 2023]. В Регионах II и III численность и биомасса фитопланктона возрастали на фоне поступления более холодных и обогащённых биогенными элементами вод в верхний 50-метровый слой. В Регионе II максимумы биомассы чаще были приурочены к горизонту 20 м, тогда как в Регионе III максимум биомассы наблюдался на 20 м, а наиболее высокие значения численности – на 0 и 50 м. Эти особенности сопровождалась подъёмом более холодных вод, повышением концентраций биогенных элементов в подповерхностном слое и пониженным содержанием кислорода (рис. 4.12 и 4.14), что соответствует признакам экваториального апвеллинга. Известно, что Южное Экваториальное течение и Экваториальное Подповерхностное течение формируют зоны апвеллинга вдоль экватора [Brandt et al. 2023]. Поскольку ниже эвфотического слоя начинается зона накопления биогенных элементов и резкое повышение их концентрации [Liu, Tanhua, 2021], экваториальный апвеллинг может выносить биогенные элементы в верхний эвфотический слой. В Регионе III (рис. 4.12 и 4.14): увеличение биогенных элементов сопровождалось более высокими значениями численности и биомассы фитопланктона на всех исследованных глубинах по сравнению с Регионами I и II.

Таким образом, пространственная неоднородность фитопланктона в исследованной акватории определяется не только широтным градиентом, но и различиями в стратификации, глубине залегания термоклина. Перенасыщение

кислородом в Регионах II, III указывает на то, что фитопланктон экваториальной Атлантики способен производить органическое вещество даже в условиях дефицита биогенных элементов [Krupatkina, 1978]. Полученные результаты соответствуют представлениям о том, что максимумы первичной продукции в тропической Атлантике могут быть приурочены не к поверхности, а к подповерхностным горизонтам, в том числе 20–50 м [Kondratieva, 1977], что также подтверждается настоящими результатами.

Распределение доминирующих таксонов показывает, что в разных районах менялась не только общая продуктивность, но и морфологическая организация сообщества. В Регионе I минимальное видовое разнообразие микроводорослей (11 видов) и на фоне низкой продуктивности встречались крупноклеточные диатомовые и динофитовые водоросли, включая вытянутые и сложные по форме клетки. Крупные клетки могут аккумулировать биогенные элементы и в меньшей степени реагировать на кратковременное снижение концентраций азота и фосфора в окружающей среде [Stelmakh, 2022]. Кроме того, динофитовые водоросли обладают широким спектром трофических стратегий – от автотрофии до миксотрофии и гетеротрофии, что повышает их конкурентоспособность в условиях дефицита минерального питания. Присутствие крупных клеток микроводорослей в олиготрофных водах объясняется способностью к вертикальной миграции, наличием вакуолей, присутствием азотфиксирующих эндосимбионтов и изменениями формы клеток, особенно у диатомовых [Marañón, 2015].

В Регионе II отмечен более высокий уровень видового разнообразия микроводорослей, при этом с увеличением концентраций биогенных элементов от поверхности к 50 м возрастала роль колониальных диатомовых со средними размерами клеток, мелких клеток округлой морфологии (динофлагелляты), а также на поверхности сохранялось участие крупных диатомовых (*P. alata* и *P. calcar-avis*) и динофитовых (*Tripos*) водорослей. Вероятно, это связано не только с улучшением трофических условий, но и с особенностями жизненных стратегий этих таксонов. Динофлагелляты и некоторые крупные диатомовые способны регулировать

плавучесть, мигрировать между слоями и использовать глубинные запасы нитратов, что позволяет им успешно существовать в стратифицированных водах.

Анализ Региона III показал увеличение концентрации биогенных элементов от открытых к прибрежным акваториям. По численности в этом районе доминировали виды с малыми и средними размерами клеток, связанные с наиболее продуктивной частью исследованной акватории; по биомассе доминировали крупноклеточные диатомовые. В целом это согласуется с представлениями о том, что морфология клеток связана с гидродинамическим режимом, обеспеченностью биогенными элементами и стратегиями удержания в фотическом слое. Удлиненные клетки и формы с увеличенной площадью поверхности могут эффективнее использовать низкие концентрации питательных веществ и поддерживать плавучесть в стратифицированных водах [Marañón, 2015; Kléparski et al., 2023].

Морфология клеток тесно связана с гидродинамикой: вытянутые (prolate) и сложные по форме клетки эффективнее удерживаются в фотическом слое и поглощают нутриенты в стратифицированных водах. Напротив, богатые биогенами мезотрофные воды благоприятствуют доминированию уплощенных форм [Kléparski et al., 2023]. Результаты модели CMIP6 [Kléparski et al., 2023] прогнозируют, что в регионе Северо-Восточной Атлантики произойдет снижение численности крупных уплощенных диатомовых при различных сценариях выбросов парниковых газов (SSP2-4.5 и SSP5-8.5). При этом численность вытянутых, медленно оседающих диатомовых и динофлагеллят увеличится, что может изменить экспорт углерода в этом регионе. Более ранние наблюдения [Carvalho et al., 2021; Painter et al., 2016; Barlow et al., 2016] подтверждают прогноз модели [Kléparski et al., 2023]. Однако, результаты, полученные в нашей работе, следует интерпретировать как пространственное описание сезонного разреза. Наши данные действительно показывают, что в трех выделенных районах изменяется соотношение вытянутых, уплощенных и сложных по форме клеток, однако они не позволяют тестировать климатические тренды или подтверждать модельные прогнозы.

По данным 66 рейса ПС «Академик Иоффе» в восточную Атлантику проведено исследование численности МЗ в верхнем 30-метровом слое получены в

июне-июле 2024 г. [Рогожкин и др., 2025]. Пробы были отобраны в трех регионах: Канарской котловины (20–30° с.ш.) (Регион I), Гвинейского разлома (5–15° с.ш.) (Регион II) и Берега Слоновой Кости (0–5° с.ш.) (Регион III).

Общая численность микрзоопланктона в исследуемой акватории характеризовалась значениями, не превышающими 10×10^3 ед.·м⁻³ (рис. 4.17). В поверхностных водах региона Канарского бассейна (Регион I) средняя численность МЗ была самой низкой ($0.61 \pm 0.40 \times 10^3$ ед.·м⁻³). В районе Гвинейской зоны разлома к югу от островов Кабо-Верде (регион II) она составляла $4.3 \pm 2.0 \times 10^3$ ед.·м⁻³, с колебаниями от 2.7 до 8.7×10^3 ед.·м⁻³. В регионе III численность МЗ увеличилась до $4.8 \pm 2.4 \times 10^3$ ед.·м⁻³, с диапазоном изменчивости $2.2\text{--}9.0 \times 10^3$ ед.·м⁻³.

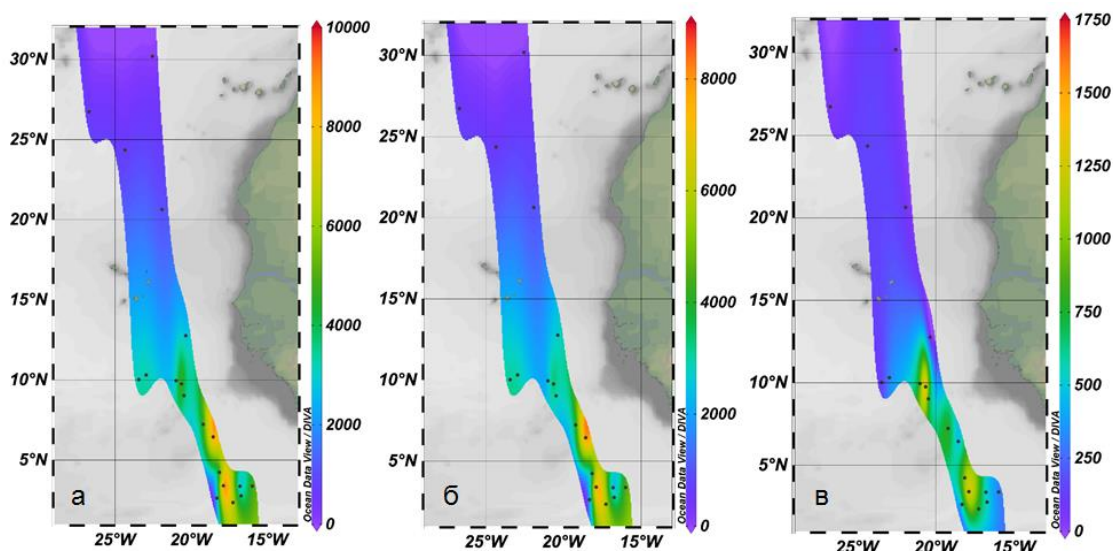


Рисунок 4.17 – Распределение численности суммарного (а), рачкового (б) и нерачкового (в) микрзоопланктона в поверхностном 30-метровом слое вод по данным рейса АИ 66 в восточной Атлантике в июле 2024 г. Пробы были отобраны в трех регионах: Канарской котловины (20–30° с.ш.) (Регион I), Гвинейского разлома (5–15° с.ш.) (Регион II) и Берега Слоновой Кости (0–5° с.ш.) (Регион III)

С точки зрения таксономического состава, ракообразный зоопланктон подавляющим большинством преобладал на всей исследуемой территории и отдельно в выделенных Регионах I–III, составляя 85–87% от общей численности

(табл. 4.4). Это отразилось в высоких коэффициентах корреляции между общей численностью МЗ и численностью ракообразной фракции как по всему набору данных ($r = 0.99$ при $p < 0.05$), так и в отдельных зонах: в Регионе I ($r = 0.99$), в Регионе II ($r = 0.97$) и в Регионе III ($r = 0.99$).

Таблица 4.4 – Таксономический состав и средняя численность (экз.·м⁻³±σ) мелкого зоопланктона в различных зонах (Канарский бассейн (регион I), Гвинейская зона разлома (регион II), Берега Слоновой Кости (регион III)) восточной части Атлантики в июле 2024 г.

Фракции МЗ	Регион I	Регион II	Регион III
Общая	613±400	4309±1951	4784±2377
Рачковая:	535±383	3688±1886	4071±2152
Copepod nauplii	427±285	3399±1893	3629±2095
Copepodites	108±121	288±102	430±120
Calanoida	66±89	118±62	216±91
Cyclopoida	40±34	156±47	196±90
Haracticoida	4±3	9±11	9±6
Нерачковая:	77±50	621±502	713±339
Oikopleuridae	5±8	44±37	87±77
Mollusca larvae	18±26	16±19	44±51
Tintinnida	49±59	466±511	562±339
Доля рачковой фракции в общей численности МЗ, %	87.4	85.6	85.1
Таксоны копепод идентифицированы до уровня рода/вида	14 / 9	15 / 16	22 / 15

Фракция ракообразных была представлена преимущественно науплиями и копеподитами каланоидных, циклопидных и гарпактикоидных копепод (табл. 4.4) из широко распространенных родов: *Acartia*, *Acrocalanus*, *Calocalanus*, *Clausocalanus*, *Paracalanus*, *Corycaeus*, *Oithona*, *Oncaea*, *Farranula*, *Microsetella* и другие. Представители рода *Calanoida* лидировали по количеству видов, за ними следовали *Cyclopoida*, а затем *Haracticoida*.

В неракообразных МЗ фракциях преобладали тинтинниды, на долю которых приходилось от 25% до >90% численности неракообразных МЗ на отдельных станциях, в среднем 63.3%, 74.9% и 78.8% в Регионах I–III соответственно. Таким

образом, наблюдалась тенденция к увеличению относительной численности тинтиннид от умеренных до тропических широт.

Общее видовое разнообразие также увеличилось в направлении север-юг (от Региона I к Региону III). В Регионе I количество таксонов копепод, идентифицированных до уровня рода и вида, составило 14 и 9 соответственно; в Регионе II – 15 и 16; в Регионе III – 22 и 15 (табл. 4.4).

Проведенный корреляционный анализ выявил значимые взаимосвязи ($r > 0.5$) между общей численностью МЗ и его фракций и гидрологическими и гидрохимическими характеристиками поверхностных вод (табл. 4.5).

Таблица 4.5 – Корреляции между численностью мелкого зоопланктона (МЗ) и температурами воды T_{0-40} , соленостью S_0 и значениями pH_{0-40} поверхностных вод восточной части Атлантического океана в июле 2024 года. Значимые коэффициенты корреляции $-0.5 > r > 0.5$ ($p < 0.05$) для всего набора данных из 19 значений и для отдельных регионов выделены жирным шрифтом.

Параметр	$T_{0-40}, ^\circ\text{C}$	S_0 , епс	pH_{0-40}
MZ_Σ			
(в целом)	0.50	-0.67	-0.01
Регион I	0.81	-0.68	-0.78
Регион II	0.50	-0.74	0.57
Регион III	-0.74	0.73	-0.93
MZ_{Cr}			
(в целом)	0.42	-0.63	-0.07
Регион I	0.78	-0.67	-0.84
Регион II	0.40	-0.87	0.37
Регион III	-0.77	0.67	-0.92
MZ_{NCr}			
(в целом)	0.50	-0.57	0.31
Регион I	0.57	-0.31	0.18
Регион II	0.43	0.37	0.80
Регион III	-0.28	0.91	-0.64

На всей исследуемой территории была обнаружена прямая корреляция между численностью МЗ и средней температурой воды. Для общей численности МЗ коэффициент корреляции составил 0.46, а для численности неракообразной фракции — 0.50. Кроме того, численность всех фракций МЗ показала значительную отрицательную зависимость от солености.

Для отдельных регионов взаимосвязь между численностью зоопланктона и температурой значительно варьировалась (табл. 4.5). Даже без учета статистической значимости полученных коэффициентов корреляции наблюдалась тенденция к изменению знака взаимосвязи между численностью зоопланктона и температурой поверхностных вод в широтном направлении с севера на юг.

Взаимосвязь между численностью МЗ и соленостью поверхностного слоя в Регионах I и II, а также по всем данным, была неизменно отрицательной, тогда как в Регионе III она была положительной. Значимая корреляция с рН была обнаружена только в определенных зонах: с общей численностью и численностью ракообразной фракции – в Регионе III (отрицательная), и положительная корреляция с неракообразной фракцией – в Регионе II.

Доминирующими факторами, ответственными за неоднородное распределение МЗ в поверхностных водах восточной Атлантики в летний сезон, являются течения и вихри. Карта поверхностной циркуляции вод (рис. 4.18) совпадает со схемой течений тропической Атлантики, представленной в работе [Brandt et al., 2023].

В Регионе I (20–30° с.ш.) вода была самой холодной (22.0°C) и самой соленой (36–37 епс) с рН 8.2. Это область Канарского течения (КТ) со скоростью течения менее 0.5 м·с⁻¹ (рис. 4.18а–е). Верхний слой воды (0–40 м) был равномерно перемешан: разница между температурой поверхности и средней температурой слоя составляла не более 0.1°C или отсутствовала вовсе; разница в солености не превышала 0.14 епс.

В Регионе II (5–15° с.ш.) температура воды, соленость и рН составляли 26–28°C, 35–36 епс и 8.2–8.3 соответственно. Разница между температурой поверхности и средней температурой слоя варьировалась от 0.2 до 2.3 °C, в среднем составляя 1.3 ± 0.7 °C, а разница солености составляла от 0.07 до 0.65 епс, что указывает на приток более холодных и соленых вод в нижний горизонт поверхностного слоя. Этот регион представляет собой область слияния Канарского течения (КТ) с северо-экваториальным течением (NEC), текущим с востока на запад, и северо-экваториальным противотечением (NECC), текущим с запада на восток (рис. 4.18а–е). В этих зонах наблюдались вихревые структуры с преимущественно

антициклонической завихренностью, генерируемой течениями *KT* и *NEC*, и циклонической завихренностью, генерируемой течениями *NEC* и *NECC* (рис. 4.18е).

В Регионе III (2–4°с.ш.) температура воды колебалась в диапазоне 24–25°C, соленость составляла около 35 епс, а pH — от 8.0 до 8.2. Температура верхнего слоя воды характеризовалась однородностью, за исключением 1 станции, где разница температур между 0 и 40 м составляла 1.9°C. Структура течений в этом районе определяется экваториальным подповерхностным течением (*EUC*), текущим с запада на восток, и северной ветвью Южно-экваториального течения (*nSEC*), текущей с востока на запад вдоль экватора до 3°с.ш. (рис. 4.18а–д). Это зона с преимущественно циклоническими вихревыми образованиями, возникающими в результате взаимодействия вышеупомянутых течений (рис. 4.18е).

Влияние абиотических факторов водной среды на численность и видовой состав мелкого зоопланктона.

Температура. Все организмы зоопланктона зависят от температуры окружающей среды. Исследование мезозоопланктона в водах у мыса Гир (марокканское побережье) показало, что температура, наряду с концентрацией хлорофилла-*a*, является наиболее важным фактором, определяющим местообитания копепод [Ettahiri et al., 2021]. Сообщества каланоидных копепод вдоль широтного разреза у западного побережья Африки в целом различались в зависимости от температуры поверхности моря, разделяя субтропические и тропические станции, и в значительной степени определялись изменчивостью видового состава и численности [Schnack-Schiel et al., 2010]. В долгосрочной перспективе глобальное потепление является причиной долгосрочного снижения биомассы зоопланктона в зоне апвеллинга Гвинейского залива [Wiafe et al., 2008]. В целом, в тропической и субтропической Атлантике за последние 50 лет биомасса зоопланктона уменьшилась почти в десять раз из-за потепления воды [Piontkovsky, Castellani, 2009].

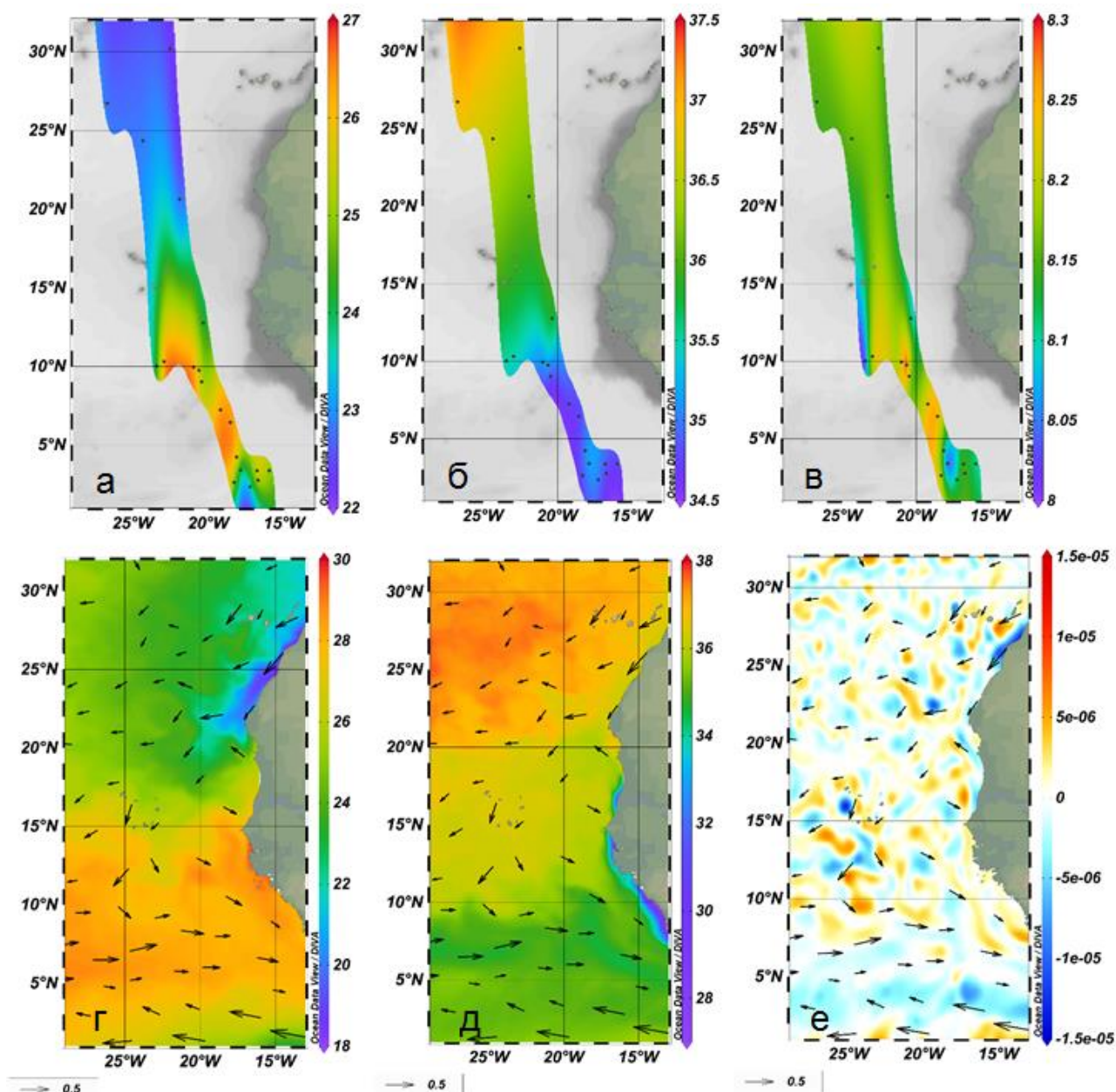


Рисунок 4.18 – Поверхностное распределение температуры воды T , °C (а), солёности S , епс (б) и величины рН (в) по данным рейса АИ-66, а также температуры воды T , °C (г), солёности S , епс (д) и завихренность течений $rot \vec{V}$, с⁻¹ (е) по реанализу *GLORYS12v1* в восточной Атлантике в июле 2024 г. Поверхностные скорости течений по реанализу *GLORYS12v1* изображены стрелками в м·с⁻¹, внизу рисунка размер стрелки соответствует скорости течения 0.5 м·с⁻¹ на (г–е)

Анализ (табл. 4.5) показал высокие положительные корреляции численности МЗ в Регионе I с относительно низкими температурами воды в слое 0–40 м ($r = 0.8$). В то же время в Регионах II–III были отмечены высокие отрицательные корреляции с

разницей температур ($r = -0.7 \dots -0.8$), что характеризует увеличение численности МЗ на поверхности в районах с более низкими значениями температуры, например, из-за подъема глубинных вод к поверхности в зонах дивергенции или циклонических вихрях.

Следует отметить, что выявленные регионы заметно различаются как по средней температуре слоя, так и по структуре верхнего водного слоя: в Регионе I слой 0–40 м имеет равномерную температуру; в Регионе II, где на большинстве станций наблюдается повышенная температура слоя, на горизонте 40 м отмечается приток более холодной воды. В Регионе III, где температурный градиент менее выражен, на горизонтах 60–100 м наблюдается приток более холодной воды.

Соленость. Отрицательная корреляция между количеством всех фракций МЗ и соленостью, выявленная по всему набору данных, указывает на преобладание МЗ в зонах с пониженными значениями солености. Однако локально эта корреляция оказалась изменчивой: в то время как в водах Региона I и Региона II она характеризовалась отрицательной зависимостью ($r = -0.6 \dots -0.7$), в Регионе III она была сильной положительной ($r = 0.7 \dots 0.9$ для разных фракций МЗ) (табл. 4.5). В Регионе II отрицательная корреляция, скорее всего, объясняется неоднородностью распределения воды, связанной с вихревой динамикой течений. В Регионе III положительная корреляция обусловлена самыми низкими значениями солености, возможно, связанными с поступлением пресной воды.

Течения. Карта циркуляции поверхностных вод (рис. 4.18г, д), представленная в данном исследовании, совпадает со схемой течений тропической Атлантики, описанной в работах [Richardson et al., 1994; Schmitz, 1996; Schott et al., 2003; Brandt et al., 2023]. Северо-экваториальное течение (СТ) простирается между 10–20° с.ш. и имеет северо-западное направление. В районе между 5–10° с.ш. и 40–50° з.д. от Северо-Бразильского течения (СБТ) ответвляется Северо-экваториальное противотечение (EUC), распространяющееся с запада на восток. Северная ветвь Северо-Экваториального Противотечения (nNECC) расположена в диапазоне 7–10° с.ш. и переносит богатую кислородом воду из южного полушария на восток, но с примесью воды из северного полушария [Stramma et al., 2003]. В зоне дивергенции

на 7–10°с.ш. (Регион II), образованной *NEC* и *nNECC*, также наблюдался второй максимум зоны апвеллинга.

Северная ветвь Южно-Экваториального Течения (*nSEC*) пересекает экватор и течет с востока на запад между 0–3°с.ш. Вдоль экватора Экваториальное подповерхностное течение (*EUC*) течет в противоположном направлении. Эти течения образуют зону дивергенции – область апвеллинга – которая связана с экмановским апвеллингом в Регионе III. Согласно [Brandt et al., 2023], экваториальная атлантическая система апвеллинга (*EAUS*) расположена между 3°с.ш.–3°ю.ш. и 20–0°з.д. Ниже эвфотического слоя в Регионе III начинается зона накопления питательных веществ, где их содержание резко возрастает. Благодаря экваториальному апвеллингу питательные вещества могут подниматься в верхний эвфотический слой.

Вихри и зоны дивергенции/конвергенции. Вихри в восточной части Атлантического океана могут существенно влиять на распределение планктона, включая зоны апвеллинга [Hernández-Hernández et al., 2020]. Поверхностное распределение температуры, течений и их завихренности показывает наличие вихрей в водах Канарских островов (рис. 4.18г, д). Циклонические и антициклонические вихри в этом регионе взаимодействуют друг с другом и с восходящими потоками, что приводит к образованию фронтальных зон [Hernández-Hernández et al., 2020]. Распределение температурного градиента, представленное на рис. 4.19, подтверждает наличие температурного фронта в районе Канарского течения.

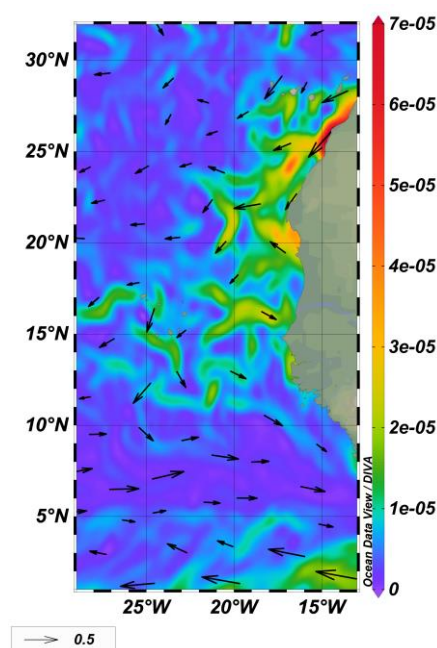


Рисунок 4.19 – Распределение градиентов температуры ($\text{grad}T$, $^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$) по реанализу *GLORYS12v1* в восточной Атлантике в июле 2024 г. Стрелками обозначены направления и скорости течений в $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, внизу рисунка размер стрелки соответствует скорости течения $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

В летний сезон апвеллинг наблюдается только в северной части Канарской системы апвеллинга, тогда как в ее южной части он интенсивен зимой [Alves et al., 2023]. Кроме того, исследуемая область располагалась довольно далеко от этой зоны, поэтому минимальные значения численности МЗ были обнаружены в Регионе I. Распределение планктона и вихрей в восточной тропической части Атлантического океана связано с процессами горизонтального и вертикального перемешивания воды и перераспределения организмов. Вихри могут переносить питательные вещества, необходимые для жизнедеятельности планктона. В зонах циклонической завихренности обычно происходит апвеллинг питательных веществ, как, например, в экваториальной зоне апвеллинга (Регион III), что может быть связано с высокой численностью МЗ, наблюдаемой в этом регионе.

Динамика ВЗК (зона, где сходятся пассаты – штиль) существенно влияет на изменчивость термогидродинамических полей в Атлантическом океане. Распределение дивергенций в исследуемой области показано на (рис. 4.20).

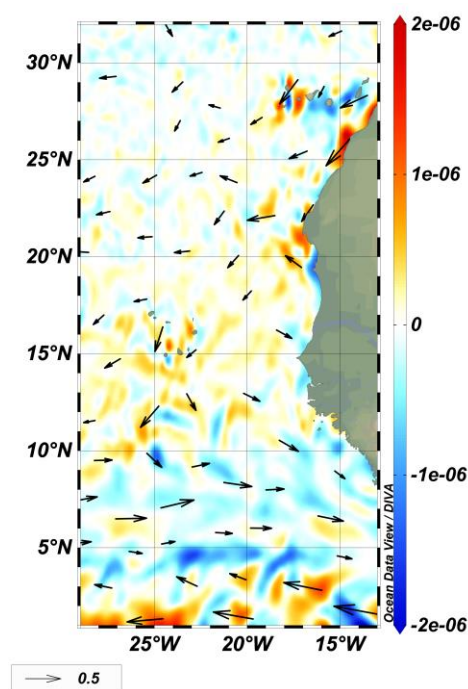


Рисунок 4.20 – Распределение дивергенции по реанализу *GLORYS12v1* в восточной Атлантике в июле 2024 г. Положительные значения – зоны дивергенций, отрицательные – зоны конвергенций

Сезонная изменчивость океанических полей в тропической Атлантике обусловлена широтными сдвигами ВЗК. В июле зона конвергенции расположена севернее, чем в январе [Малинин, Вайновский, 2021], что может вызвать зону нисходящего течения, вследствие чего снижается концентрация питательных веществ и наблюдаются низкие значения содержания в зоне конвергенции вблизи 5° с.ш. Ширина и сила ВЗК изменяются в связи с процессом глобального потепления, что представляет собой важную проблему в динамике климата [Byrne et al., 2018]. Пространственная протяженность и сила тропической циркуляции значительно изменились за последние десятилетия [Wodzicki, Rapp, 2020]: наблюдается сужение ВЗК и увеличение количества выпадающих там осадков [Byrne et al., 2018]. Это может быть связано со снижением значений pH поверхностных вод (до ~8.0) в зоне между 4–5° с.ш. в тропической Атлантике.

4.3 Влияние гидрометеорологических факторов на распределение концентрации хлорофилла-а, фитопланктона, зоопланктона в зонах апвеллингов Черного моря в разные сезоны

Прибрежные апвеллинги в Черном море, их причины. Представления о причинах возникновения прибрежного апвеллинга в Черном море, об особенностях динамики вод в процессе его развития освещены в ряде работ, основанных как на теоретических расчетах, так и на многочисленных натурных наблюдениях и анализе спутниковых данных [Боровская и др., 2008; Иванов, Михайлова, 2008]. Наибольшее количество публикаций посвящено региональным особенностям развития и протекания апвеллинга, например, по румынскому [Mihailov et al., 2012] и турецкому побережью, восточной части моря [Sur et al., 1994]. В наилучшей степени апвеллинг изучен в районе Южного берега Крыма (ЮБК), которому посвящено большое количество статей, из последних по времени отметим публикации [Репетин и др., 2010; Горячкин, Иванов, 2014]. Гораздо хуже изучен апвеллинг у западного побережья Крыма (Каламитский и Каркинитский заливы, район п-ова Тарханкут) [Джиганшин и др., 2010; Михайлова и др., 2009, 2011]. К Каламитскому заливу относится акватория, заключенная между м. Лукулл и м. Евпаторийским [Горячкин, 2018]. В работе [Михайлова и др., 2009] рассмотрена пространственно-временная изменчивость характеристик апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма по данным спутниковых наблюдений 2005–2008 гг. и рассчитана повторяемость явления для этого периода. На основании анализа спутниковых снимков показано, что апвеллинг очень редко распространяется вдоль всего побережья северо-западной части Черного моря и Крыма. Результаты численного моделирования позволили получить трехмерную структуру полей температуры, солености, плотности и скорости дрейфовых течений, достигавших $20 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на поверхности моря, а также показали, что апвеллинг развивался равномерно вдоль всего побережья северо-западной части Черного моря и Крыма (за исключением южной части Каркинитского залива).

В прибрежной акватории Севастополя повторяемость прибрежного апвеллинга, идентифицированного по аномалиям температуры поверхности моря, невелика (менее одного случая в год) [Джиганшин и др., 2010]. Апвеллинг наблюдается, главным образом, в июне и июле и характеризуется понижениями температуры на $\sim 4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Апвеллинг, сопровождающийся экстремальными отрицательными аномалиями температуры поверхности моря (превышающими по абсолютной величине $7\text{ }^{\circ}\text{C}$), наблюдается крайне редко. Описано одно из таких экстремальных проявлений прибрежного апвеллинга в сентябре 2007 г. по данным гидрологических измерений. Главной причиной был подъем вод, возникший в результате вторжения струи Основного Черноморского течения. Анализ [Михайлова и др., 2011] показал, что если в северной части Каркинитского залива при северо-западном ветре изменение температуры верхнего слоя моря действительно определяется вертикальными восходящими движениями вод, то причиной появления холодных вод в южной части залива при таком ветре является горизонтальная адвекция. Время растекания холодных вод из зоны апвеллинга по всему Каркинитскому заливу при скорости ветра около $15\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ составляет порядка 1 сут, а скорость дрейфовых течений в верхнем слое – около $20\text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$.

Локальные апвеллинги, возникающие у южного берега Крыма, побережья Турции и северо-западной части Черного моря изучались в работе [Костяного, 2000]. Хотя эпизодическое возникновение апвеллинга (сгона) у берегов северо-западной части Черного моря известно давно [Богданова, Кропачев, 1959], пространственная структура зон прибрежного подъема вод и структурообразующие процессы практически не изучены. Было неизвестно, вблизи каких участков побережья апвеллинг наблюдается наиболее часто, какие процессы его возбуждают, и на какие расстояния от берега могут распространяться воды апвеллингового происхождения. Неясно также, формируются ли в данной части моря поперечные струи, переносящие холодные и богатые биогенными элементами поверхностные воды на значительное расстояние от берега и типичные для многих зон прибрежного апвеллинга в океане и морях, в том числе для Анатолийского побережья Черного моря. Для исследования возникновения апвеллингов у берегов Западного Крыма

анализировались данные наблюдений ветра и температуры воды на метеостанциях Евпатория и Черноморское [Горячкин, 2018]. В период 1921–2011 гг. было выделено 212 случаев апвеллинга. Показано, что наибольшее количество апвеллингов приходится на июль, в основном продолжительность апвеллинга варьировала в пределах 2–15 сут, только в 20% случаев она составляла 16–30 сут. Показано, что явление апвеллинга в Каламитском заливе определяется не только экмановским механизмом, возникающим при действии вдольберегового ветра, но и сгонным эффектом, вызванным сильным ветром с берега.

Район прибрежной зоны Южного берега Крыма характеризуется значительной динамической активностью, о чем свидетельствуют многочисленные случаи проявления апвеллингов на поверхности моря [Ловенкова, Полонский, 2005; Толстошеев и др., 2020; Станичная, Станичный, 2021].

Шельфовый склон в районе Южного берега Крыма (ЮБК) расположен близко к берегу (рис. 4.21), а средняя глубина шельфа превышает толщину экмановского пограничного слоя, поэтому здесь преобладают апвеллинги, возникающие при вдольбереговом ветре [Иванов, Михайлова, 2008; Михайлова и др., 2009].

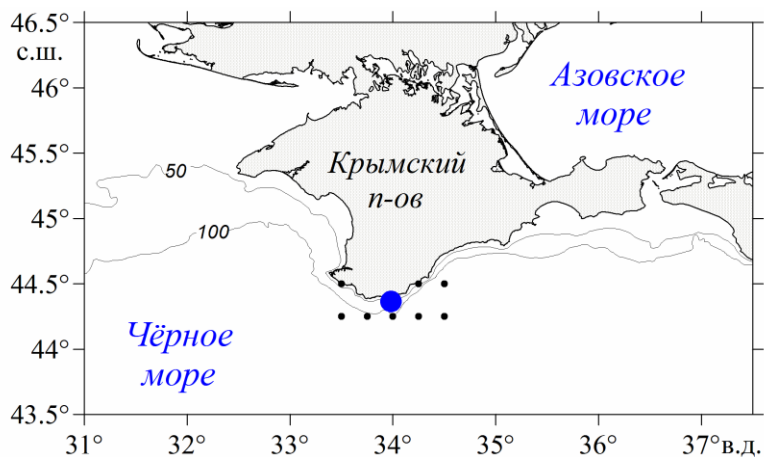


Рисунок 4.21 – Пространственное распределение данных реанализа *ERA5* (черные точки), по которым вычислялось направление ветра. Синей точкой обозначено положение морской платформы МГИ РАН

Апвеллинги в районах глубоководного шельфа на Южном берегу Крыма возникают под действием ветров западных направлений [Шокурова и др., 2023], вблизи Севастополя – ветров северных направлений [Krashennnikova et al., 2022]. На мелководье (например, вблизи Карадага) они возникают в результате действия ветров северного и северо-западного направлений [Крашенинникова и др., 2023]. Эти результаты получены по многолетним данным.

С апреля по октябрь, когда поверхностная температура выше подповерхностных вод [Иванов, Белокопытов, 2011], апвеллинг проявляется в виде понижений температуры за счет подъема более холодных глубинных вод. Наиболее контрастно это проявляется в летние месяцы, когда вертикальный градиент температуры в термоклине наибольший. Такой апвеллинг определяется по температуре поверхности моря по данным контактных измерений [Ловенкова, Полонский, 2005], в том числе термокос, установленных в шельфовых зонах [Толстошеев и др., 2020], а также спутниковых данных [Sur et al., 1994; Боровская, 2008; Полонский, Музылёва, 2016; Станичная, Станичный, 2021]. Зимой наличие апвеллинга определить сложно за счет возникновения квазиоднородного перемешанного слоя [Кубряков и др., 2019], в котором вертикальный градиент температуры невелик. Поэтому вода, поднимающаяся к поверхности за счет апвеллинга, слабо отличается по температуре от окружающих вод.

Возникновение апвеллинга и его масштаб зависят от направления и скорости ветра, продолжительности его действия, стратификации и динамических условий в море [Зацепин и др., 2016; Полонский, Музылёва, 2016; Kämpf, Chapman, 2016]. Направление ветра, благоприятствующее проявлению апвеллинга, меняется из-за очертания береговой линии Крымского полуострова. По результатам численных экспериментов с использованием трехмерной гидродинамической модели [Иванов, Михайлова, 2008, Михайлова и др., 2009; Очередник и др., 2020], по результатам обработки данных метеостанций [Ловенкова, Полонский, 2005] и данных измерений на береговом метеорологическом пункте в Кацивели [Куклин и др., 2014] показано, что в районе Южного берега Крыма апвеллинг в основном возникает при ветрах с западной составляющей в векторе скорости, являющихся вдольбереговыми.

Актуальной задачей является анализ сезонной и межгодовой изменчивости благоприятных ветровых условий возникновения апвеллинга. При отсутствии ретроспективных по температуре, косвенными данными о возможных событиях апвеллинга могут быть сведения о повторяемости и скорости, вызывающих их ветров. Статистика ветровых условий также позволяет оценить вероятность возникновения апвеллингов в холодный сезон, когда их невозможно идентифицировать по температуре поверхности моря, а данные по солености отсутствуют. Такие исследования проводятся во всех районах Мирового океана [Ferreira et al., 2022; Odic et al., 2022]. Несмотря на большое число работ, посвященных изучению явления апвеллинга у Южного берега Крыма, вопрос статистики ветров, вызывающих апвеллинг остается малоизученным.

Актуальным является анализ сезонной и межгодовой изменчивости повторяемости, скорости и продолжительности ветров западных направлений, благоприятных для возникновения апвеллингов у Южного берега Крыма.

Рассмотрим пример ситуаций с апвеллингами в районе Черноморского полигона МГИ РАН (п. Кацивели) для летнего сезона 2013 г. по данным термокосы, установленной на стационарной платформе в районе Кацивели (рис. 4.22).

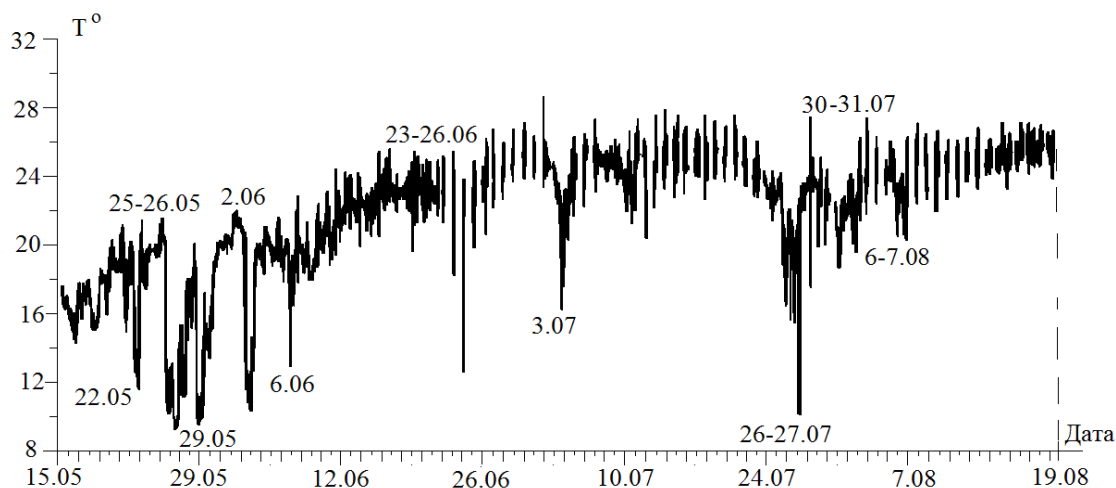


Рисунок 4.22 – Временной ряд температуры на глубине 0.75 м летом 2013 г. по данным термокосы на Черноморском полигоне МГИ РАН [Толстошеев и др., 2020].

Даты указывают временной период апвеллинга [Шокурова и др., 2023]

Летом 2013 г. с середины мая по середину августа было зафиксировано 10 случаев резкого понижения температуры (рис. 4.22). В конце мая наблюдалось 3 апвеллинга – 22, 25–26 и 29 мая. В июне было зафиксировано три апвеллинга – 2, 6 и 23–26 июня. В июле было три апвеллинга – 3, 26–27 и 30–31 июля, в первой половине августа один апвеллинг – 6–7 августа.

Характеристики событий апвеллинга, вызванных благоприятными ветрами западных направлений, приводящих к уменьшению температуры, представлены в табл. 4.5. Сопоставление событий понижения температуры и рядов ветра показало, что всем приведенным событиям апвеллинга предшествовали северо-западные, западные и юго-западные ветры (рис. 4.22, табл. 4.5).

Таблица 4.5 – Характеристики событий апвеллинга по данным термоксы на Черноморском полигоне МГИ РАН летом 2013 г. [Шокурова и др., 2023]

(Месяц) Год	Кол-во апвеллингов	Продолжительность, сут.	Максимальная скорость ветра, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$	Направления ветра, предшествующего событиям апвеллингов
(Май) 2013	3	1, 2, 1.5	5, 8, 6	СЗ, З, ЮЗ
(Июнь) 2013	3	2, 1, 4	7, 7, 6	СЗ, З, ЮЗ
(Июль) 2013	3	1, 2, 2	9, 6, 6	СЗ, З, ЮЗ
(Август) 2013	1	2	7	СЗ, З, ЮЗ

Максимальная скорость ветра составляла от $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ до $9 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Ветры других направлений вызывали полное или временное прекращение апвеллинга. Анализ временной последовательности направлений ветра, предшествующих апвеллингу, лишь в отдельных случаях показывает присутствие продолжительного ветра одного направления, но более частыми случаями являются цепочки событий с переменным направлением ветра. Всем случаям понижения температуры предшествовала последовательность событий с ветрами западных направлений, действовавшими не менее суток.

Сопоставление рядов температуры и ветра также показало, что не всегда цепочка последовательных событий с ветрами с западной компонентой

сопровождается понижением температуры на поверхности моря. В двух ситуациях (9–10 и 15–16 июня) наблюдался ветер, благоприятный для возникновения апвеллинга, однако резкое понижение температуры наблюдалось на глубинах 6 и 8 м и не проявлялось на глубине 0.75 м. Это свидетельствует о неполном апвеллинге, когда глубинные воды не достигают поверхности моря [Толстошеев и др., 2020].

Таким образом, пример для лета 2013 г. соответствует результатам исследований [Ловенкова, Полонский, 2005; Иванов, Михайлова, 2008; Михайлова и др., 2009; Очередник и др., 2020] и показывает, что у Южного берега Крыма резкое понижение температуры поверхности моря за счет поднятия холодных глубинных вод в большинстве случаев происходит в результате действия северо-западного, западного и юго-западного ветров. Далее для ветров этих направлений выполняется расчет их повторяемости и скорости на сезонных и межгодовых масштабах по данным реанализа *ERA5*.

Рассмотрим сезонную изменчивость повторяемости и скорости ветров, способных вызвать апвеллинг у Южного Берега Крыма – юго-западных, западных и северо-западных по реанализу *ERA5*. Так как в среднем частота появления над морем каждого из этих ветров изменяется в зависимости от сезона года [Соркина, 1974], будем рассматривать не только их суммарную повторяемость, но и оценим вклад каждого направления.

Ветер северо-западного направления наиболее часто наблюдается в летние месяцы с максимальной частотой в июле (рис. 4.23а). Западный ветер преобладает в первой половине года с максимальным числом в июне. В августе его процент невелик. Частота появления западного ветра в июне и северо-западного в июле составляет более 20% из общего числа случаев со всеми ветрами и превышает вклад северо-восточного ветра, доминирующего в течение всех остальных месяцев (рис. 4.23а). Юго-западный ветер чаще наблюдается в зимние и весенние месяцы, с июля по сентябрь он имеет низкую повторяемость с минимумом в августе.

В сумме по всем трем ветрам западных направлений их максимальная повторяемость отмечается в июне – 50 % от общего числа случаев со всеми ветрами (рис. 4.23в). Таким образом, в июне половину времени преобладают ветры с

западной составляющей в векторе скорости, что создает благоприятные условия для развития апвеллинга. Высокая частота появления таких ветров также отмечается в январе, июле и декабре. Низкая суммарная частота появления ветров западных направлений наблюдается в августе, октябре и ноябре, что связано с увеличением в эти месяцы доли северо-восточного ветра (рис. 4.23а) [Халиулин и др., 2016].

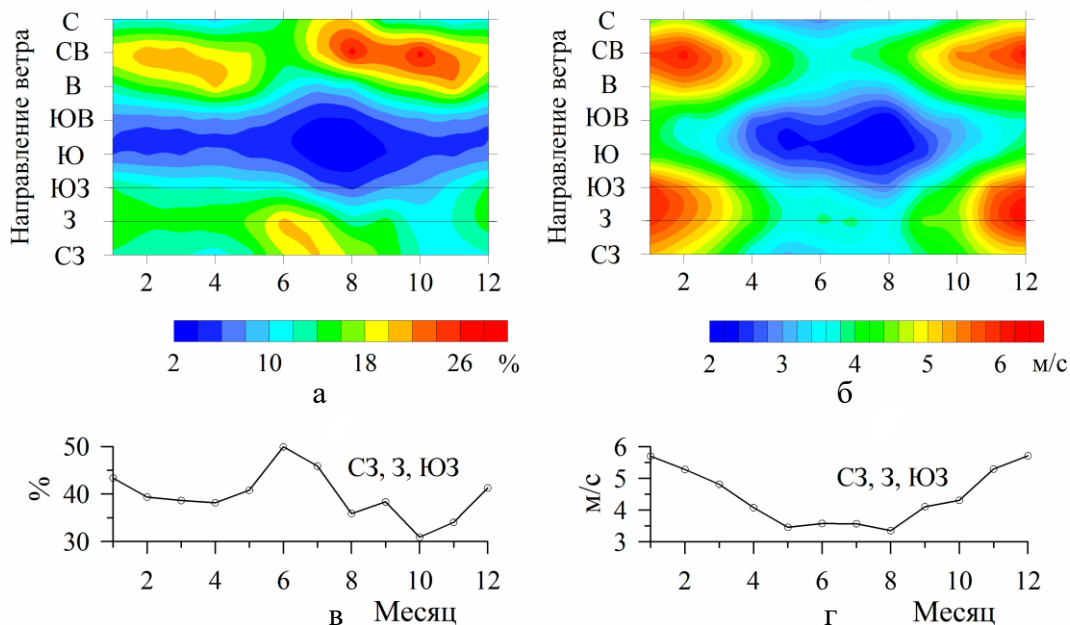


Рисунок 4.23 – Сезонная изменчивость повторяемости ветра разных направлений (%) (а) средней скорости ветра ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) (б), суммарной повторяемости (%) (в) и средней скорости ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) (г) СЗ, З и ЮЗ ветров в районе Южного берега Крыма по данным ERA5 за 1979–2021 гг. [Шокурова и др., 2023]

Полученная по реанализу ERA5 внутригодовая изменчивость повторяемости ветров западных направлений хорошо соответствует результатам обработки многолетних контактных данных по летней температуре воды на метеостанциях Южного берега Крыма и гидрометеорологическом пункте в Кацивели [Ловенкова, Полонский, 2005; Куклин и др., 2014]. Так, в районе Херсонесского маяка, где северо-западный ветер является вдольбереговым, в июле наблюдается максимум апвеллингов. В Ялте, Алуште и Кацивели наибольшее число случаев с апвеллингами получено для июня, когда наблюдается максимум повторяемости западного ветра и максимум в сумме по всем ветрам западных направлений. Контактные измерения

также показывают значительное уменьшение числа апвеллингов в августе по сравнению с июнем и июлем [Ловенкова, Полонский, 2005; Куклин и др., 2014].

Средняя скорость ветров с западной составляющей имеет наибольшие значения с ноября по февраль – от 5.3 до 6 м·с⁻¹, что является благоприятным фактором для развития апвеллингов в это время года. С мая по август наблюдаются невысокие значения средней скорости – от 3 до 4 м·с⁻¹. Северо-западные ветры, как и северные, редко характеризуются большими скоростями из-за географической особенности ЮБК, защищенного от этих ветров близкорасположенной грядой Крымских гор.

Диаграммы среднемесячной повторяемости и скорости СЗ, З и ЮЗ ветров демонстрируют значительную их межгодовую изменчивость (рис. 4.24). Особенности сезонной изменчивости сохраняются в течение всего периода исследования.

Повторяемость северо-западного ветра увеличивается в летние месяцы (рис. 4.24а). Высокие значения повторяемости этого ветра квазирегулярно наблюдаются в июле, а средние значения варьируют от года к году с большой амплитудой. Среднемесячная частота западного ветра стабильно высока с апреля по июль с отдельными очень высокими значениями в июне (рис. 4.24б).

Юго-западный ветер имеет стабильно низкую повторяемость с июля по сентябрь (рис. 4.24в), что вносит отрицательный вклад в суммарную повторяемость СЗ, З и ЮЗ ветров в июле и августе. В результате максимум суммарной повторяемости наблюдается в июне (рис. 4.24г). Высокие значения суммарной повторяемости также отмечаются в зимние месяцы (рис. 4.24г).

Особенности частоты появления юго-западных и северо-западных ветров в летние месяцы связаны с присутствием над южной частью Азии сезонной области низкого давления (азиатской депрессии), распространяющейся до Черного моря [Сорокина, 1974]. При таком распределении приземного давления создаются условия для увеличения частоты северо-западных ветров, а юго-западные ветры становятся редкими [Хромов, 2012].

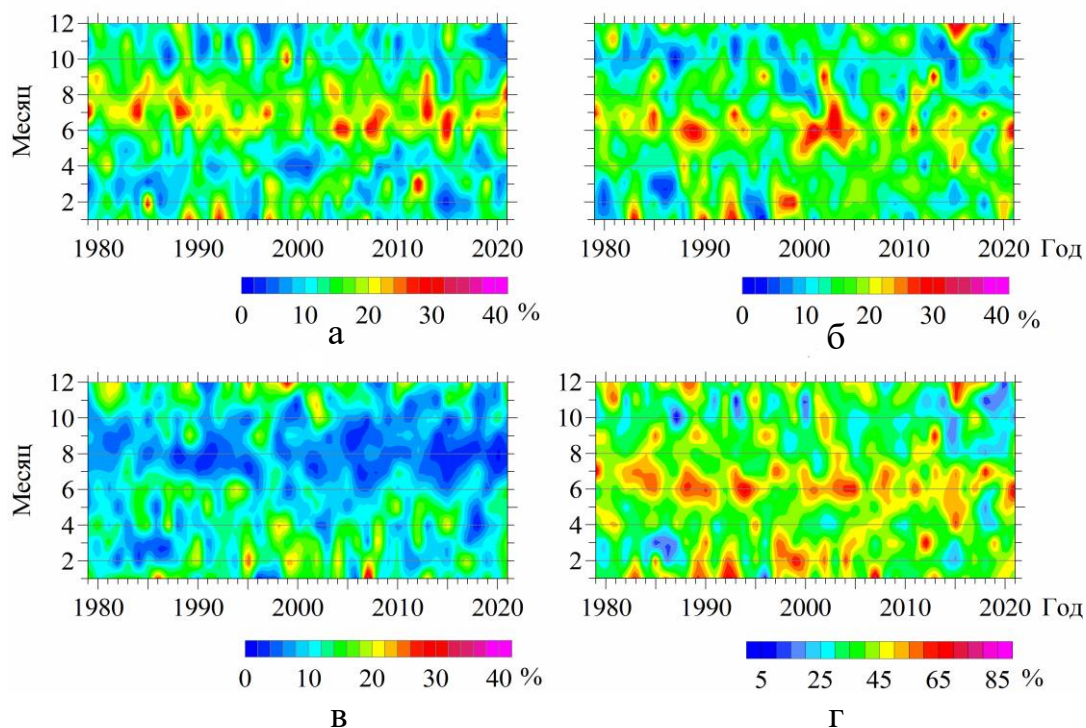


Рисунок 4.24 – Среднемесячные значения повторяемости (%) северо-западных (а), западных (б), юго-западных (в) ветров и их суммарной повторяемости (г) за 1979–2021 гг. по реанализу ERA5 в районе Южного берега Крыма [Шокурова и др., 2023]

Во все годы высокая скорость ветров западных направлений преобладает с ноября по март (рис. 4.25а). Высокие среднемесячные значения скорости наблюдаются также и в теплое время года. Например, средняя скорость ветров западных направлений повышалась в июне 2001 г., в сентябре 1988, 1996, 2007 и 2013 г. (рис. 4.25а). Отдельные события с высокой скоростью ветра отмечались при западном направлении ветра – 3 марта 1988 года и 15 ноября 1992 г. со скоростью до $17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и 11 ноября 2007 г. со скоростью до $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Отметим, что атмосферные реанализы в основном занижают скорость ветра над морской поверхностью по сравнению с контактными наблюдениями в Черном море [Шокурова и др., 2016].

События с ветрами западных направлений разной продолжительности (от фиксации в один 6-часовой срок до нескольких суток) присутствуют во все месяцы

года. В среднем в каждом месяце присутствует 4–5 ситуаций с СЗ, З и ЮЗ ветрами продолжительностью сутки и более.

Наиболее продолжительные ситуации с ветрами западных направлений получены для следующих дат – 12–26 июня 1988 г. (более четырнадцати дней), 1–13 июня 2021 г. (тринадцать дней), 10–22 января 2007 г. (двенадцать дней), с 21 июня по 2 июля 2004 г. (одиннадцать дней) и с 29 августа по 8 сентября 2013 г. (десять дней) (рис. 4.256).

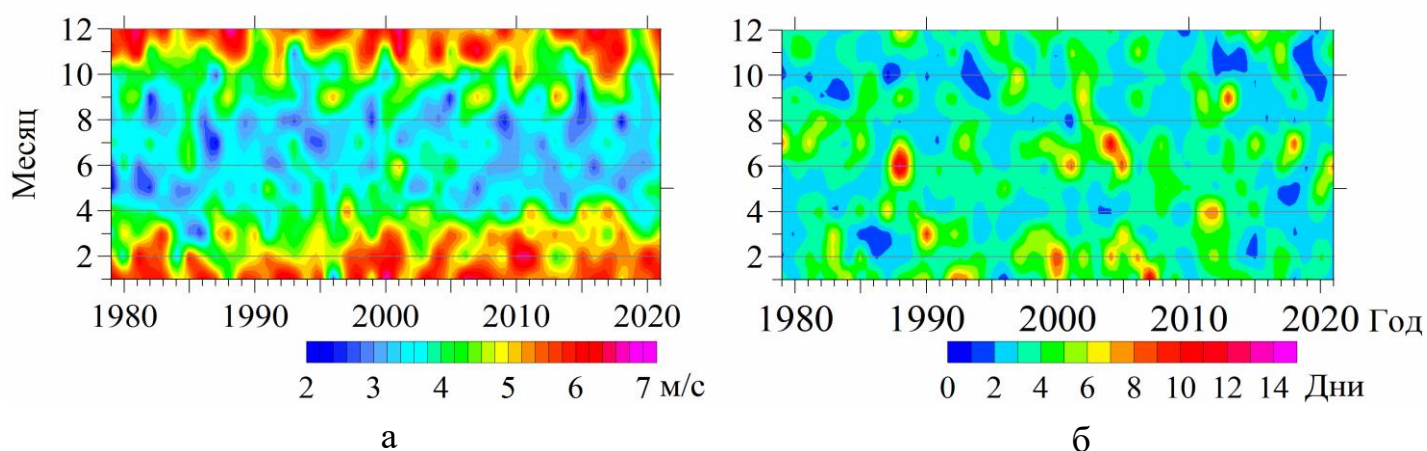


Рисунок 4.25 – Среднемесячная скорость СЗ, З и ЮЗ ветров ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) (а) и максимальная продолжительность ситуаций с этими ветрами (б) 1979–2021 гг. у Южного побережья Крыма [Шокурова и др., 2023]

Рассмотрим межгодовую изменчивость апвеллингов, зафиксированных на береговом метеорологическом пункте в п. Кацивели в июне 1992–2021 гг. при измерениях 3 раза в день. Будем учитывать сумму числа измерений с резким понижением температуры, соответствующих началу апвеллинга и числа измерений с сохраняющейся низкой температурой, означающей поддерживающее апвеллинг действие ветра. Сравним межгодовую изменчивость этих значений с повторяемостью и средней скоростью ветров западных направлений (рис. 4.26).

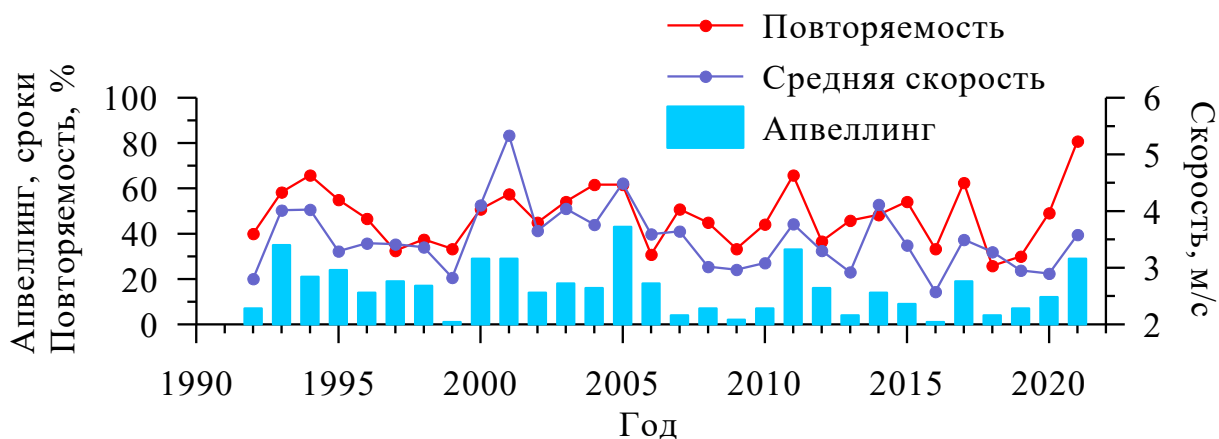


Рисунок 4.26 – Средние за июнь – повторяемость (%), скорость ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) СЗ, З и ЮЗ ветров по реанализу ERA5, и суммарное число измерений с пониженной температурой (апвеллинг) на береговом метеорологическом пункте в п. Кацивели [Шокурова и др., 2023]

Коэффициент корреляции между временными рядами числа сроков с апвеллингами в июне и среднемесячной скорости ветра СЗ, З и ЮЗ направлений составляет 0.74, повторяемости этих ветров – 0.69. Высокая повторяемость и высокая скорость ветра сопровождается увеличением числа сроков с пониженной температурой воды, как, например, в июне 2001, 2005, 2011 и 2021 г. Низкая повторяемость ветров западных направлений и низкая скорость приводили к понижению числа апвеллингов в июне 1999, 2009 и 2016 гг. Полученные результаты хорошо соответствуют межгодовой изменчивости числа апвеллингов в июне, представленной в [Куклин и др., 2014].

Влияние гидрологических и гидрооптических факторов на распределение концентрации хлорофилла–а в прибрежье и глубоководье Черного моря весной. Весной 2021 г. концентрация хлорофилла–а имела неоднородное пространственное распределение (рис. 4.27) [Крашенинникова, Бабич, 2022]. Наибольшие $S_{\text{хл}}$ обнаружены вблизи Кавказского побережья ($4.5 \text{ мкг}\cdot\text{л}^{-1}$) и в районе Южного берега Крыма ($3 \text{ мкг}\cdot\text{л}^{-1}$) на горизонтах 0, 10, 20 м и в глубоководной части Черного моря ($2.5 \text{ мкг}\cdot\text{л}^{-1}$). Площадь зоны, занимаемой хлорофиллом–а ($> 2.5 \text{ мкг}\cdot\text{л}^{-1}$), была максимальной в западной части района исследования.

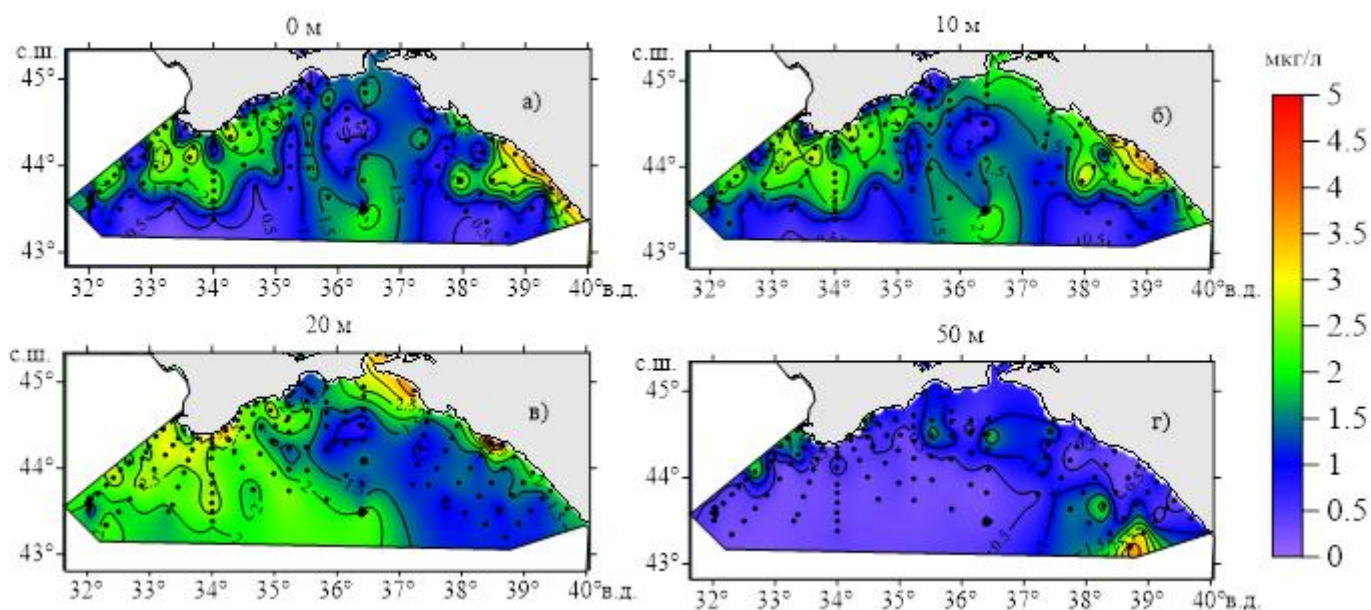


Рисунок 4.27 – Пространственное распределение концентрации хлорофилла–*a* на горизонтах 0, 10, 20, 50 м в северо-восточной части Черного моря за 22 апреля–15 мая 2021 г. [Крашенинникова, Бабич, 2022]. Черные точки – сетка станций

Температура воды в восточной части Черного моря уменьшалась с глубиной от 15.2 °C (0 м) до 8.4 °C (50 м). На глубине 0, 10 м наибольшие значения температуры воды наблюдались в прибрежье Кавказа.

В районе Южного берега Крыма (ЮБК) в слое 0–10 м значения температуры воды были минимальными (11.6 °C). На горизонте 20 м площадь с преобладанием низких значений температур расширилась от прибрежья до глубоководной преимущественно в западной части моря и прибрежье Кавказа. На глубине 50 м температура воды по всей акватории не превышала 8.4 °C, лишь в прибрежье ЮБК она достигала 10 °C [Крашенинникова, Бабич, 2022].

Пространственное распределение солености характеризовалось наименьшими ее значениями (17.5 и 17.8 епс) – в прибрежье Крыма и Кавказа, наибольшими (18.8 и 20.5 епс) – в глубоководной части Черного моря на горизонтах 0 и 50 м, соответственно.

Концентрация кислорода распределена равномерно по всей исследуемой акватории в верхнем 0–20 м слое весной, ее значение равно 8 мг·кг⁻¹. На горизонте 50 м наблюдается уменьшение кислорода в центральной глубоководной части моря

исследуемого района до нуля, что свидетельствует о нахождении здесь границы бескислородной зоны.

Наибольшие значения мутности (1.5–2.0 емф) наблюдались вдоль Кавказского побережья в поверхностном слое на горизонте 0 м. На горизонтах 20 м и 50 м значения показателя мутности приближались к нулю, что свидетельствует о практически полном отсутствии взвешенного вещества.

Распределение геострофической скорости течений (рис. 4.28) имеет циклонический характер с выраженным основным звеном черноморской циркуляции – Основным черноморским течением (ОЧТ), с максимальной скоростью $35 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ вблизи ЮБК, $25 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ – в восточной части моря, что свидетельствует о разделении ОЧТ на восточную и западную части весной 2021 г. Ближе к центральной глубоководной части Черного моря скорости течений малы до $5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

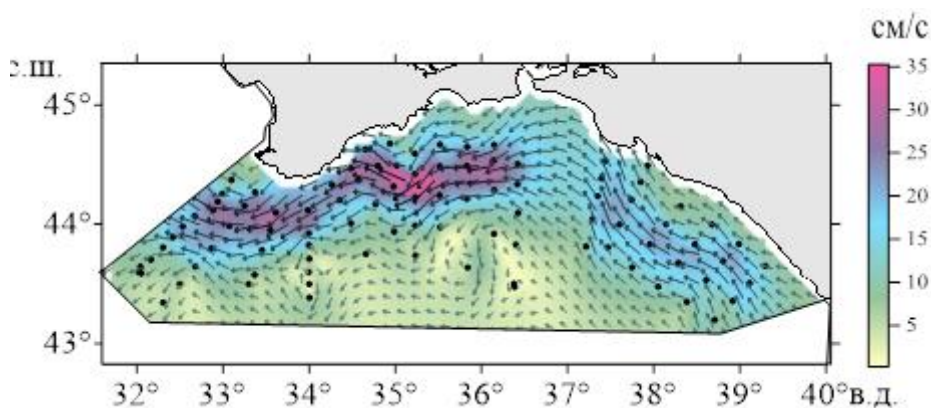


Рисунок 4.28 – Пространственное распределение геострофической скорости течений относительно 300 м в северо-восточной части Черного моря за 22 апреля–15 мая 2021 г. [Крашенинникова, Бабич, 2022]. Черные точки – сетка станций

В табл. 4.6 представлены средние значения $C_{\text{хл}}$, температуры, солености, кислорода и их среднеквадратические отклонения для двух районов Южного берега Крыма и Кавказа, где были выявлены максимальные значения концентрации хлорофилла-*a* (рис. 4.27).

Таблица 4.6 – Средние значения параметров среды и их среднеквадратические отклонения для районов Южного берега Крыма и Кавказа
[Крашенинникова, Бабич, 2022]

Районы	ЮБК				Кавказ			
Глубина, м	$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	T , °C	S , епс	O_2 , $\text{мкг} \cdot \text{кг}^{-1}$	$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	T , °C	S , епс	O_2 , $\text{мкг} \cdot \text{кг}^{-1}$
0	1.9 ± 0.9	11.7 ± 0.6	18.4 ± 0.1	7.8 ± 0.1	2.2 ± 1.1	13.3 ± 0.6	18.1 ± 0.2	7.5 ± 0.1
10	2.1 ± 0.8	11.5 ± 0.5	18.4 ± 0.1	7.8 ± 0.1	2.4 ± 0.9	12.7 ± 0.7	18.2 ± 0.2	7.6 ± 0.1
20	2.7 ± 0.5	11.3 ± 0.4	18.5 ± 0.1	7.8 ± 0.1	1.9 ± 1.0	10.3 ± 0.9	18.5 ± 0.2	7.6 ± 0.1
50	0.6 ± 0.5	9.1 ± 0.2	18.8 ± 0.2	7.2 ± 0.5	0.5 ± 0.2	8.9 ± 0.1	18.7 ± 0.1	7.4 ± 0.1

В районе ЮБК установлены значимые на 5% доверительном уровне положительные связи между концентрацией хлорофилла-*a* и температурой ($r = 0.7$), кислородом ($r = 0.5$), мутностью ($r = 0.6$) и отрицательные – с соленостью ($r = -0.5$) на глубине 50 м. Аналогичные связи $C_{\text{хл}}$ установлены в районе Кавказа с температурой ($r = 0.8$) на глубине 20 м и кислородом ($r = 0.5$), мутностью ($r = 0.9$) на поверхности, отрицательные – с соленостью ($r < -0.6$) на глубине 20 м. Положительная связь $C_{\text{хл}}$ с температурой характеризует цветение теплолюбивых видов фитопланктона в весенний период. Отрицательная связь концентрации хлорофилла-*a* с соленостью обусловлена большими значениями $C_{\text{хл}}$ ($> 4.5 \text{ мкг} \cdot \text{л}^{-1}$) при распреснении прибрежных вод Крыма и Кавказа, связанными с возможным обильным поступлением биогенных элементов со стоком рек. Значимые положительные связи $C_{\text{хл}}$ с концентрацией O_2 указывают на высокое содержание фитопланктона в двух рассматриваемых районах, так как в процессе фотосинтеза фитопланктон выделяет кислород. Положительные связи $C_{\text{хл}}$ с мутностью могут быть обусловлены преобладанием в воде примесей органического происхождения и развитием фитопланктона.

Пространственное распределение концентрации хлорофилла-*a* весной 2021 г. с максимумом вблизи Кавказского побережья хорошо согласуется с имеющимися представлениями о распределении биомассы фитопланктона, связанной с $C_{\text{хл}}$ в эвфотическом слое весной 1992 г. [Крашенинникова и др., 2019]. Развитие фитопланктона зависит от освещённости и наличия биогенных элементов. На

наличие или отсутствие биогенных элементов могут указывать гидрометеорологические особенности района исследования.

Одним из основных факторов, обуславливающих максимум $C_{\text{хл}}$ в глубоководной части Черного моря в весенний период является подъем биогенных элементов к поверхности за счет «экмановской накачки», обусловленной неоднородностью поля ветра [Krasheninnikova et al., 2022]. При этом, хочется отметить, что в весенний период $C_{\text{хл}}$ ниже, чем летом, что связано с более низкими значениями экмановской скорости в весенний сезон, чем – в летний.

В работе [Silkin, 2019] указывается на то, что существует тесная связь между доминирующими видами фитопланктона и концентрацией питательных веществ, зависящих от направления ветра. Хочется отметить, что в марте–апреле в разные годы за 2016–2019 гг. доминировали разные виды водорослей: динофитовые, диатомовые, гаптофитовые [Ли и др., 2021] либо динофитовые, диатомовые и примнезиевые водоросли в шельфовой зоне Чёрного моря [Финенко и др., 2021]. Именно эти водоросли обуславливают первичную продукцию в рассматриваемом регионе весной.

Соленость воды увеличивается от побережья к центральным районам Черного моря, что сопоставимо с общим распределением солености, полученным по результатам экспериментальных и теоретических исследований в ранних работах, например, [Богуславский и др., 1980]. С речным стоком и переносом пресных вод Основным черноморским течением связано относительно низкое содержание солей в прибрежной зоне в поверхностном слое [Кордзадзе и др., 2004], что подтверждается результатами настоящей работы. Изолированные объемы пресной воды в поверхностном слое наблюдаются вблизи устьев рек в периоды паводков, где также наблюдались максимальные значения концентраций хлорофилла-*a*.

Район повышенной солености находился в центре циклонического круговорота, образованного ОЧТ, где происходил вынос соленых вод основного галоклина в поверхностный слой. Аналогичные процессы происходили при событиях локальных апвеллингов в прибрежной зоне. Вблизи Кавказского побережья в районе резкого понижения температуры на ~ 4 °С, соленость

повышается в среднем на 0.5 епс. Сезонный галоклин хорошо выражен в апреле–мае, что согласуется с представлениями в работе [Иванов, Белокопытов, 2011].

Сравнение полученных в работе данных контактных наблюдений за концентрацией хлорофилла-*a* и спутниковых данных *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer-Aqua (MODIS-Aqua)* (рис. 4.27 и 4.29а) показало, что в районе Кавказского побережья действительно наблюдались наибольшие значения концентрации хлорофилла-*a* ($5 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), а также у южной части Крыма ($1.5 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$). Получено, что концентрация хлорофилла-*a* оказалась невысокой ($\sim 2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) для весны 2021 г., что подтверждается данными спутниковых наблюдений (рис. 4.29а). После теплой зимы $C_{\text{хл}}$ в весенний период должна быть в 3–5 раз ниже, чем в холодные зимние годы [Finenko et al., 2014]. В январе 2021 г. температура поверхности Черного моря равнялась 10–14 °С (зима теплая) (рис. 4.29б), при этом наблюдались низкие значения $C_{\text{хл}}$ в апреле 2021 г. Температуры менее 8–10 °С (зима холодная) (рис. 4.29 г) сопровождались в 3 раза большими значениями $C_{\text{хл}}$ (рис. 4.29 в) в северо-восточной части Черного моря в апреле 2012 г. Согласно проведенному сравнению весной 2012 г. был зафиксирован апвеллинг, характеризующийся меньшими значениями температуры и приводящий к поднятию вод из более глубоководных слоев к поверхности, богатых биогенными элементами и соответственно высокими значениями $C_{\text{хл}}$ в северо-восточной части Черного моря по сравнению с 2021 г. (рис. 4.29в).

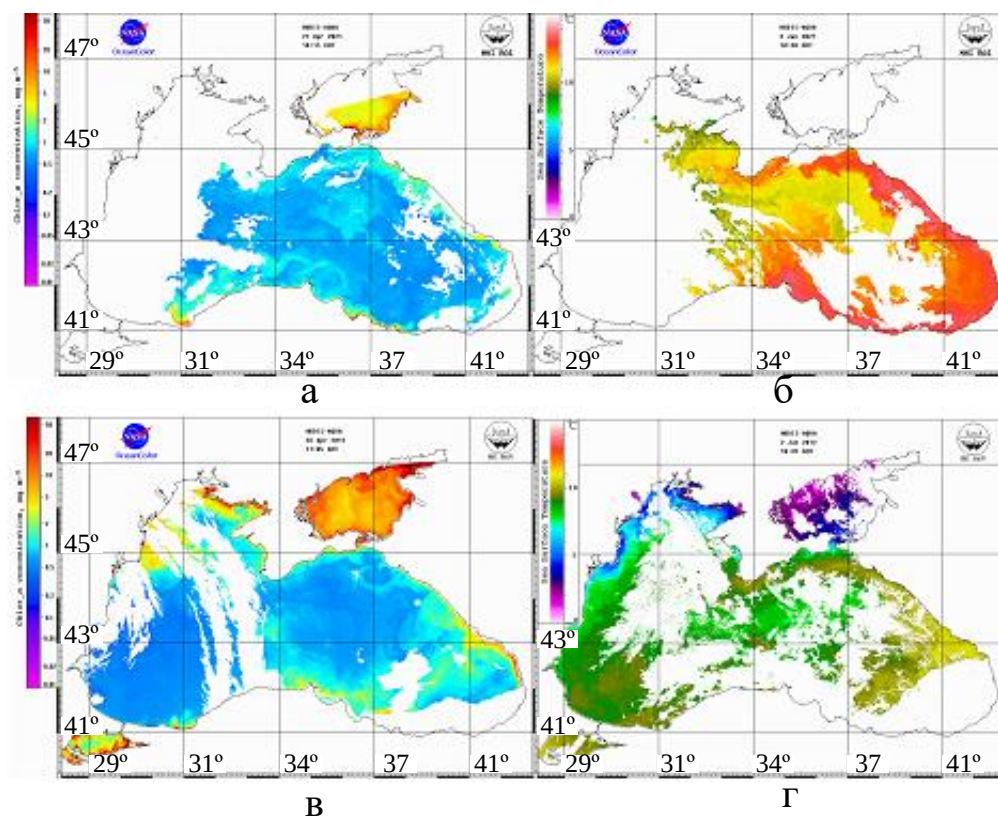


Рисунок 4.29 – Распределение концентрации хлорофилла–*a* по спутниковым данным *MODIS-Aqua* [<http://dvs.net.ru/mp/data/modis/2105/210509lg.gif>] за 27 апреля 2021 г. (а), 26 апреля 2012 г. (б) температуры поверхности за 3 января 2021 г. (в), 3 января 2012 г. (г) [Крашенинникова, Бабич, 2022]

Влияние экмановской накачки и плотностных фронтов на распределение фито-, зоопланктона в Черном море в разные сезоны. Высокие значения биомассы фитопланктона отмечались в марте и июле, низкие – в мае. Среднее по анализируемой области обилие фитопланктона в мае было в 3 раза меньше, а в июле – в 1.5 раза меньше, чем в марте (рис. 4.30а–в). Высокие значения биомассы фитопланктона в марте и июле в основном наблюдались в центральной и восточной частях моря. В течение года также менялось вертикальное распределение фитопланктона. Наибольшая биомасса фитопланктона была сконцентрирована в поверхностном слое в марте и мае, в подповерхностном слое (в сезонном термоклине) – в июле.

Суммарная биомасса эпи- и батипланктона уменьшалась от марта к июлю, однако их динамика имела свои особенности. В мае средняя биомасса эпиланктона

была в 3 раза выше, чем в марте и июле (рис. 4.30г–е). Эпипланктон весной в основном располагался в поверхностном слое моря, а в июле в подповерхностном. Средняя концентрация батиопланктона (копепод) была в мае в 2 раза меньше, а в июле – в 10 раз меньше, чем в марте.

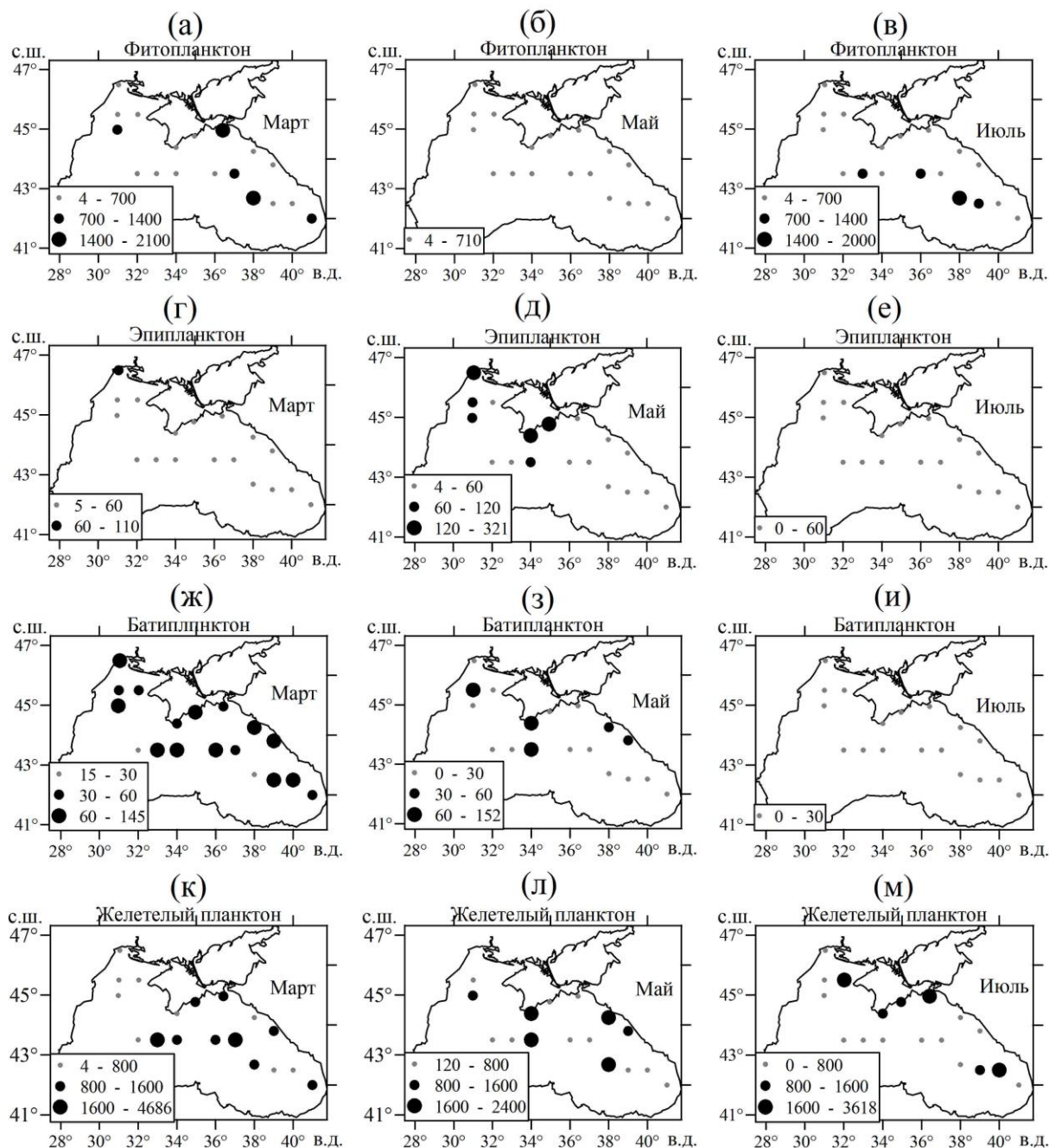


Рисунок 4.30 – Пространственное распределение средней концентрации биомассы фитопланктона (а, б, в), ракообразных эпипланктона (г, д, е) и батиопланктона (ж, з, и), желетелого планктона (к, л, м) в марте, мае и июле 1992 г.

[Крашенинникова и др., 2022]. Величины биомассы выражены в $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$

Средняя концентрация желетелого планктона (преимущественно гребневигов *Mnemiopsis leidyi* A. Agassiz, 1865 и *Pleurobrachia pileus* O. F. Müller, 1776) в пелагиали практически не изменялась в рассматриваемые месяцы (рис. 4.30к–м). Однако она снижалась в поверхностном слое и возрастала в подповерхностном слое от марта к июлю. В марте и мае высокие значения биомассы желетелого планктона наблюдались в центре Черного моря. В июле его концентрация увеличилась у берегов Крыма и в районе Батумского антициклонического круговорота, что связано с увеличением загрязнений антропогенного происхождения [Richardson et al., 2009].

Пространственное распределение биогенных элементов имеет характер аналогичный распределению фитопланктона. Высокая концентрация нитритов и нитратов отмечалась в марте по всей исследуемой области, как в пелагиали, так и в прибрежных районах. К маю она уменьшилась в 2 раза (рис. 4.31а–д). В июле концентрация нитритов и нитратов увеличилась, по сравнению с маем, но в основном в глубоководной восточной части моря и у берегов Крыма.

Значения концентрации фосфатов в среднем по всей акватории Черного моря в марте и июле также оказались выше, чем в мае (рис. 4.31ж–и). Высокие значения отмечались на северо-западном шельфе – в марте и восточной части моря – в июле.

Рост обилия фитопланктона – первого звена в пищевой цепи – лимитируется концентрацией биогенных элементов. Распределение биогенных элементов зависит от внешних факторов и их пространственно-временной неоднородности. К таким факторам относится ветровое воздействие, по-разному проявляющееся в центральных и прибрежных областях, циркуляция вод, сток рек и бытовых отходов, плотностная структура вод.

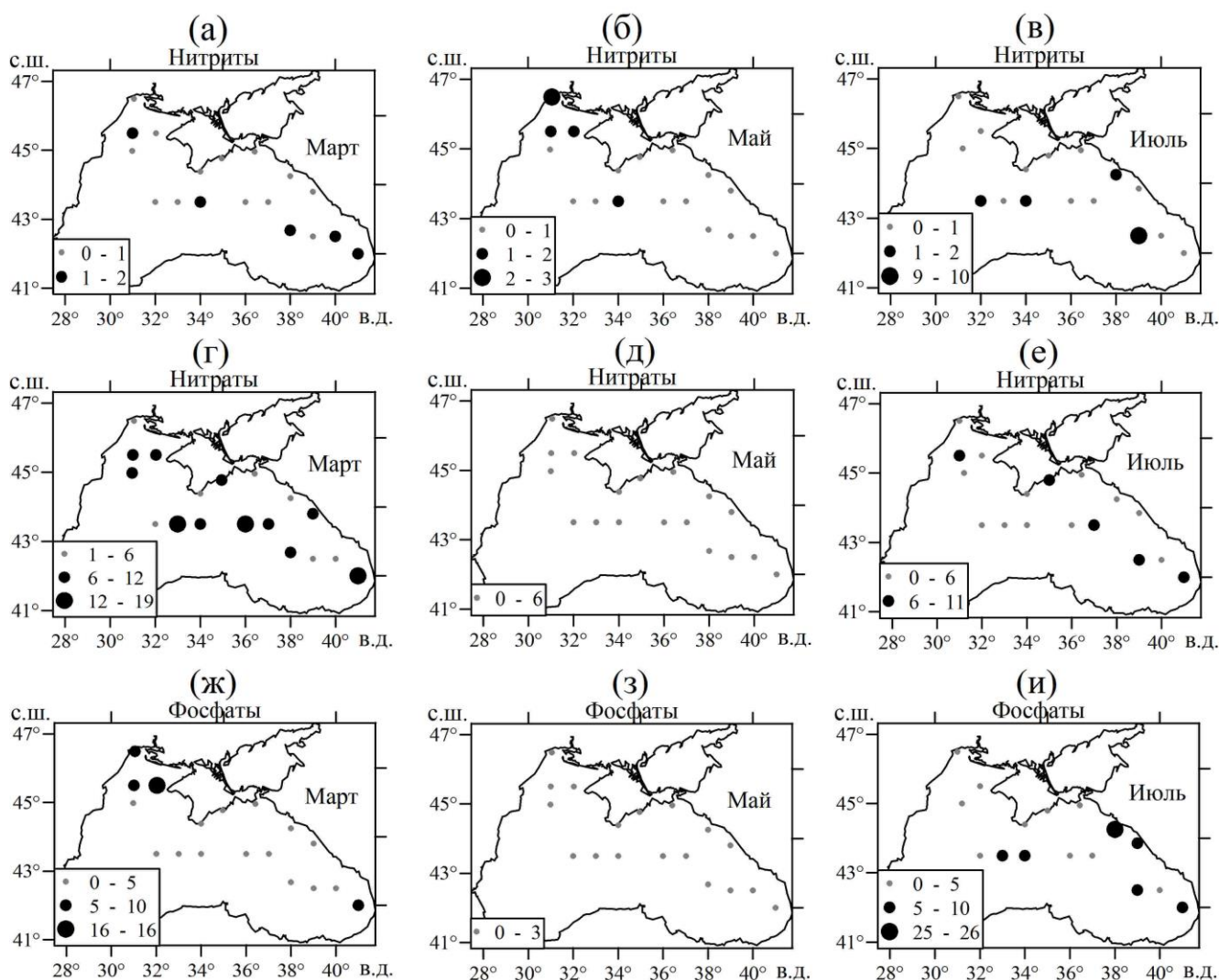


Рисунок 4.31 – Пространственное распределение биогенов в пелагиали северной части Черного моря: нитриты NO_2 , $мкг \cdot л^{-1}$ (а, б, в), нитраты NO_3 , $мг \cdot л^{-1}$ (г, д, е), общий фосфор P , $мкг \cdot л^{-1}$ (ж, з, и) для марта, мая и июля 1992 г.

[Крашенинникова и др., 2022]

Экмановская накачка, связанная с завихренностью ветрового поля, — главный фактор ветровой циркуляции Черного моря и её сезонных изменений в глубоководье [Шокуров, Шокурова, 2017; Аверьянова и др., 2019; Крашенинникова и др., 2019, 2022]. Интенсивность завихренности определяет вертикальную циркуляцию в подповерхностном и промежуточном слоях и влияет на вертикальный теплообмен [Pedlosky, 1979; Михайлова и др., 2013; Шокуров, Шокурова, 2017]. Над морем преобладает циклоническая завихренность касательного напряжения трения ветра

(ЗКНТВ), усиливающаяся зимой из-за синоптических вихрей над Атлантикой и Средиземноморьем [Полонский и др., 2007], а также орографического [Ефимов и др., 2011] и муссонного эффектов [Ефимов и др., 2017]. Максимумы ЗКНТВ — в январе–феврале, минимумы — в июне–июле. По разным данным, летом возможна антициклоническая завихренность [Полонский, Шокурова, 2011]. С ноября по апрель циклоническая завихренность преобладает, достигая $(25\text{--}35)\cdot 10^{-8}$ Па·м⁻¹ в восточной части (*NCEP-DOE*, *MERRA2*) или $(15\text{--}25)\cdot 10^{-8}$ Па·м⁻¹ (*JRA-55*, *ERA-Interim*) [Аверьянова и др., 2019]. Антициклонические области — у западных, северных и северо-восточных берегов. В августе максимальные отрицательные значения: $(-30 - -25)\cdot 10^{-8}$ Па·м⁻¹ у берегов Турции (*MERRA2*, *ERA-Interim*) или $(-14 - -12)\cdot 10^{-8}$ Па·м⁻¹ у Болгарии и Румынии (*NCEP-DOE*, *JRA-55*). Циклонические максимумы в августе: $(30\text{--}45)\cdot 10^{-8}$ Па·м⁻¹ у Турции (*MERRA2*) и $(15\text{--}22)\cdot 10^{-8}$ Па·м⁻¹ у Кавказа (*JRA-55*) [Аверьянова и др., 2019].

Циклоническая циркуляция Черного моря (ОЧТ) усиливается зимой, ослабевает летом. Осенью ОЧТ — струйное течение у склона, весной–летом меандрирует и распадается на вихри. Сдвиг фазы между экмановской накачкой и реакцией ОЧТ — 15–30 сут. [Зацепин и др., 2016; Крашенинникова и др., 2022]. Меандрирование ОЧТ ослабевало с лета к зиме 2018 г., максимум вихрей летом, минимум — осенью–зимой [Артамонов и др., 2020].

В центральной части моря биогены поступают из глубин благодаря циклонической завихренности ветра, вызывающей подъем вод круглый год (рис. 4.32а). Максимальный подъем вод наблюдается с января по март, что объясняет высокие концентрации нитритов и нитратов в марте (рис. 4.31а, г) и, как следствие, высокую биомассу фитопланктона (рис. 4.30а). Экмановская скорость подъема максимальна в марте по всей глубоководной части (рис. 4.32г), в мае и июле — на востоке и у берегов Турции (рис. 4.32д, е). В июле повышенные биогены (нитриты, нитраты, фосфаты) (рис. 4.31и, м) и биомасса фитопланктона (рис. 4.30в) также локализуются на востоке, где отмечена высокая экмановская накачка (точки на рис. 4.32е).

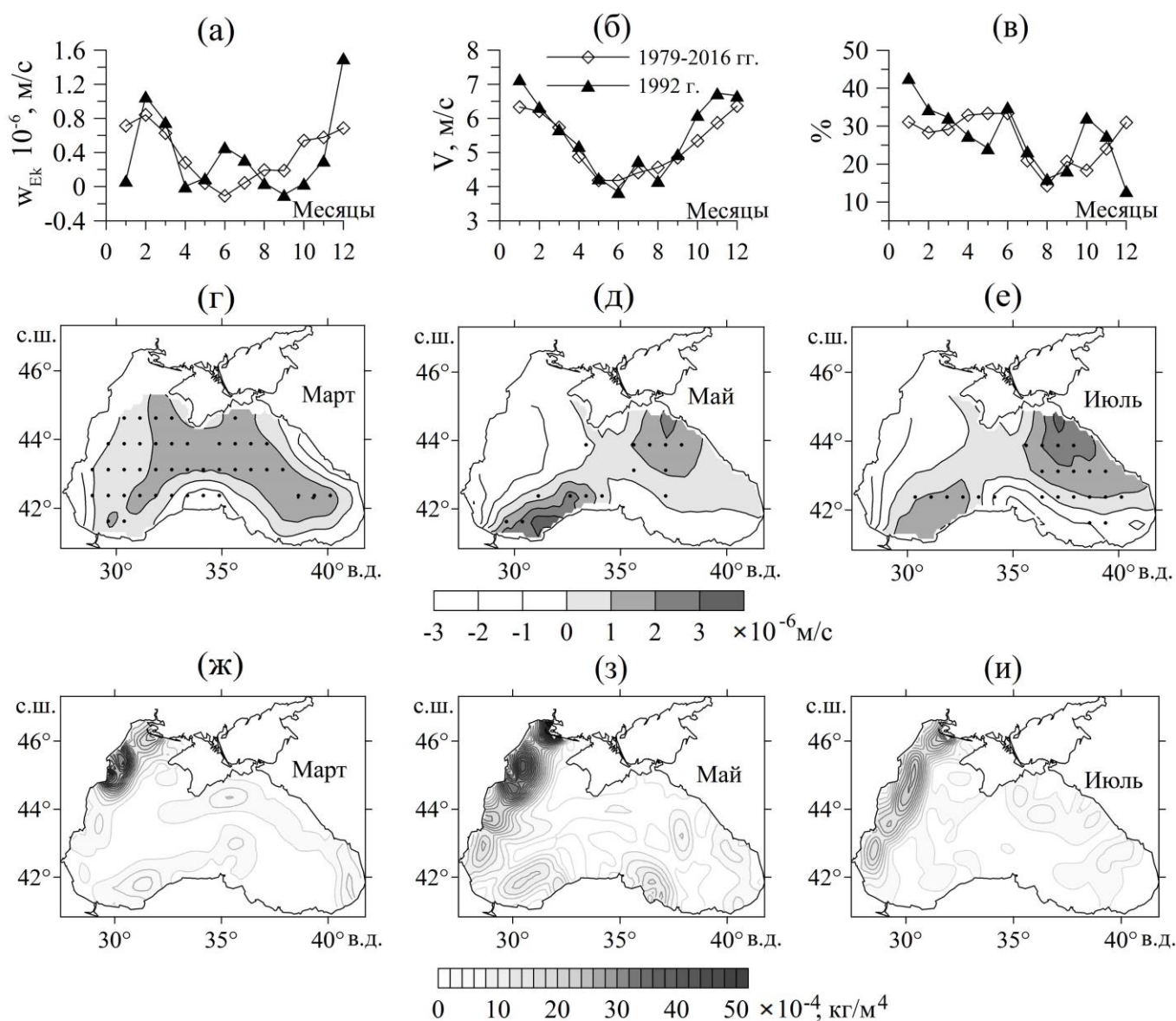


Рисунок 4.32 – Сезонный ход экмановской вертикальной скорости, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ (а), скорости ветра, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ (б), повторяемости западных и юго-западных ветров, в % у Южного берега Крыма (в); пространственное распределение экмановской вертикальной скорости в марте, мае и июле 1992 г. (г, д, е) соответственно (по данным реанализа *ERA-Interim* 1979–2016 гг.). Точками на рисунках (г, д, е) обозначены районы, где вертикальная скорость превышала 10^{-5} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$; Средние горизонтальные градиенты плотности в марте и мае, вычисленные по данным 1980–1992 гг. [Годин и др., 2018] (ж, з), и в июле по данным 1992 г. (и) [Крашенинникова и др., 2022].

Распределение биомассы фитопланктона согласуется с распределением биогенов и экмановской скорости (рис. 4.30а–в; 4.31; 4.32г–е). Согласно [Брянцева, 1996], в июле 1992 г. в восточной части моря наблюдалось цветение кокколитофорид, биомасса которых лимитируется содержанием фосфора [Микаэлян и др., 2011]. Летом 1992 г. вертикальная скорость подъема вод в восточной части моря значительно превышала среднемноголетние значения за 1979–2016 гг. (рис. 4.33б), что способствовало высокой продуктивности вод. В июле максимумы биомассы и биогенов располагались в термоклине и под ним из-за сильной стратификации вод.

В июле 1992 г. средняя по акватории величина экмановской накачки была в 3 раза выше, чем в мае (рис. 4.32а). Этим обстоятельством могут объясняться более высокие значения концентрации нитратов в июле по сравнению с маем в юго-восточном районе (рис. 4.31з) и, как следствие, наибольшие значения биомассы фитопланктона (рис. 4.30в).

В январе–марте, когда над морем усиливается циклоническая завихренность ветра (рис. 4.32а) вертикальный подъем вод преобладает как в западной, так и в восточной частях моря (рис. 4.33а).

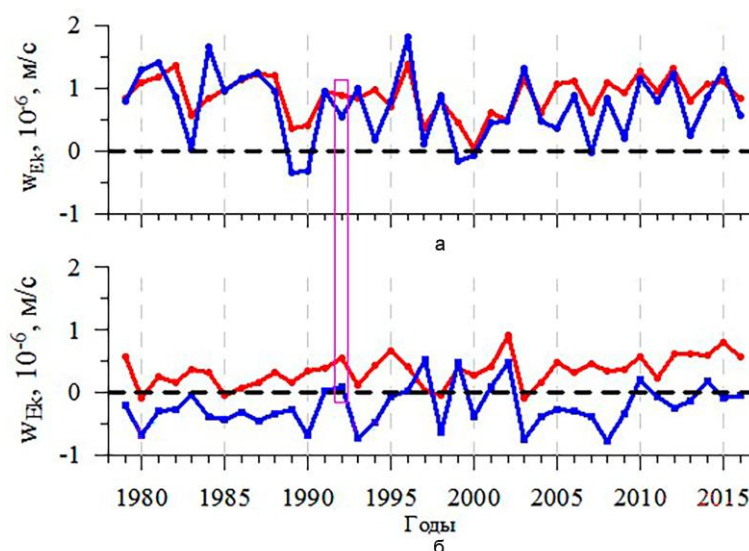


Рисунок 4.33 – Экмановская вертикальная скорость ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$), осредненная для восточной (красным) и западной (синим) глубоководных частей Черного моря в январе–марте (а) и июне–августе (б) 1979–2016 гг. Прямоугольник – 1992 год

[Крашенинникова и др., 2022]

Отрицательные значения, свидетельствующие об опускании вод, наблюдаются лишь в отдельные годы в западной части моря. Летом, когда циклоническая завихренность ветра в среднем по морю ослабевает (рис. 4.32а), величина экмановской накачки для двух частей моря отличается по знаку (рис. 4.33б).

В восточной части моря преобладает циклоническая завихренность ветра, поэтому экмановская скорость в основном имеет положительные значения, то есть происходит интенсивный подъем вод. В западной части моря преобладает антициклоническая завихренность в поле ветра, поэтому значения экмановской вертикальной скорости в среднем отрицательные и направлены вниз, что ослабляет подъем вод богатых биогенными элементами в этой части моря.

Таким образом, можно предположить, что летом в глубоководных районах восточной части моря значимым источником поступления биогенных элементов в фотический слой является экмановский подъем вод за счет циклонической завихренности ветра над морем [Krasheninnikova et al., 2022].

В июле высокие концентрации биогенов в центральных районах моря, по сравнению с маем, могут объясняться сильным ветром, вызывающим механическое перемешивание вод. В июле 1992 г. средняя скорость ветра превышала среднемноголетнюю и майские значения (рис. 4.32б). Усиление скорости и завихренности ветра сопровождалось активизацией циркуляции вод [Иванов, Белокопытов, 2011; Крашенинникова и др., 2021].

Концентрация биогенных элементов в прибрежных районах может меняться за счет апвеллингов, а также за счет сезонного изменения стока рек и бытовых стоков, усиливающихся в сельскохозяйственный сезон [Дзицкий и др., 2011; Совга и др., 2017]. У Южного берега Крыма апвеллинг в основном возникает при западных и юго-западных ветрах [Иванов, Михайлова, 2008; Шокурова и др., 2024], отклоняющих поверхностные воды в море, взамен которых поднимаются глубинные воды. Расчет повторяемости ветров этих направлений показывает, что в марте 1992 г. повторяемость составляла 32%, а в мае и июле была приблизительно одинаковой – 24 и 23% соответственно. Отметим, что в мае 1992 г. повторяемость этих ветров была много меньше среднемноголетней величины за 1979–2016 гг. Высокие

концентрации нитратов у берега Крыма в марте и июле связаны с апвеллингами, а высокие значения нитритов в мае на Северо-западном шельфе — с сезонным стоком рек.

Высокие градиенты плотности в районах стока рек служат барьером для распространения биогенов, поэтому во фронтальных зонах их концентрация повышена [Ragueneau et al., 2002]. Поступление биогенов через плотностные фронты происходит за счёт мезомасштабных вихрей [Микаэлян и др., 2020]. Плотностной фронт расположен вдоль западного побережья моря с максимумами в районах стока Дуная и Днестра (рис. 4.32ж, з). В районе фронта в марте отмечены повышенные концентрации нитритов и фосфора, в мае – нитритов (рис. 4.31).

Трофические связи в экосистеме также вносят вклад во временную и пространственную изменчивость компонент экосистемы. По данным съемок уменьшение биомассы фитопланктона в мае происходило на фоне высоких значений биомассы ракообразного эপিпланктона, а его увеличение в июле при уменьшении суммарной биомассы эпи- и батипланктона. Несмотря на особенности 1992 г. изменчивость биомассы фитопланктона и зоопланктона от марта к июлю хорошо согласуется с современными представлениями об их сезонном ходе [Брянцева, 1996; Дорофеев, Сухих, 2019].

Таким образом, проведенный анализ пространственно-временной изменчивости компонент экосистемы на примере комплексных съемок 1992 г. показывает влияние всех факторов гидрометеорологических, гидрохимических и биотических на продуктивность экосистемы.

Использование спутниковых данных для изучения динамики хлорофилла-*a*, в отличие от контактных методов, позволяет проводить масштабные исследования с высокой частотой измерений. Такие наблюдения проводились в прибрежной акватории Черного моря (для регионов Севастополя, Каламитского залива, Карадага, Кацивели) в 1998–2021 г. (см. **Приложение Г**). Они позволили оценить сезонную динамику хлорофилла-*a* в поверхностном слое, выявить периодичность, интенсивность и продолжительность массового развития водорослей. С августа-сентября по апрель-май следующего года ход хлорофилл-*a* в большинстве случаев

соответствовал нормальному распределению и имел вид колоколообразной кривой с максимумом, наблюдавшимся в декабре–январе. В осенний период концентрация хлорофилла–*a* постепенно увеличивалась по мере охлаждения воды и ослабления сезонного пикноклина. Зимой концентрация хлорофилла–*a* снижалась за счёт увеличения глубины перемешанного слоя. Весной ежегодно наблюдалось интенсивное развитие фитопланктона, когда ослабевало конвективное перемешивание и увеличивалась устойчивость водной толщи.

4.4 Влияние гидрометеорологических факторов на сезонные изменения концентрации хлорофилла–*a*, биомассы и численности фитопланктона в прибрежье Севастополя и Севастопольской бухте

Сезонная изменчивость биомассы, численности фитопланктона и концентрации хлорофилла–*a* на взморье Севастополя и в Севастопольской бухте исследовались в многочисленных работах [Лопухина, Манжос, 2005; Стельмах и др., 2009; Финенко и др., 2017, 2021; Чмыр и др., 2007, 2019].

Сезонный цикл фитопланктонных показателей в этих районах характеризуется несколькими максимумами [Лопухина, Манжос, 2005; Демидов, 2008; Стельмах и др., 2009]. В Севастопольской бухте выделялись летний (август 2001 г.) и зимний (январь 2002 г.) максимумы численности фитопланктона, и осенний максимум биомассы фитопланктона (октябрь 2001 г.) [Лопухина, Манжос, 2005]. В районе Севастополя в периоды весеннего и осеннего «цветения» фитопланктона доминировали диатомовые водоросли *Chaetoceros socialis*, зимой – два вида диатомовых водорослей *Skeletonema costatum* и *S. socialis* [Стельмах и др., 2009], в летний период (май–июль) – кокколитофорида [Микаэлян и др., 2011; Востоков и др., 2019]. Сезонная изменчивость количественных показателей фитопланктона в Черном море может определяться изменениями содержания хлорофилла–*a* [Демидов, 2008].

На обилие фитопланктона может оказывать влияние температура воды [Finenko et al., 2014; Востоков и др., 2019; Крашенинникова, Бабич, 2022;

Krashennnikova et al., 2022]. После холодной зимы концентрация хлорофилла-*a* в прибрежных районах Черного моря в весенний период должна быть в 3–5 раз выше, чем в годы с теплой зимой [Крашенинникова, Бабич, 2022; Finenko et al., 2014]. В летний период наблюдались мощные цветения кокколитофорид после холодных зим [Востоков и др., 2019]. На скорость роста и количественные показатели фитопланктона может также влиять поступление биогенных элементов [Стельмах и др., 2009, Krashennnikova et al., 2022].

Несмотря на имеющиеся множественные оценки количественных показателей фитопланктона прибрежных районов Черного моря вблизи Севастополя, все равно нет единого мнения: 1) о характере сезонного цикла биомассы, численности фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a*; 2) о видах-доминантах в отдельные сезоны; 3) о существующей связи между ними и температурой воды. Это обусловлено нерегулярностью отбора проб фитопланктона по пространству и времени, сложностью и разностью методик определения его показателей, значительной межгодовой изменчивостью сезонного цикла.

На сегодняшний день наиболее хорошо обеспечены данными наблюдений ст. Веха и ст. Равелин, которые расположены на внешнем рейде Севастополя и внутри Севастопольской бухты соответственно. На этих станциях ведутся также непрерывные попутные наблюдения за концентрацией хлорофилла-*a* и температурой воды. Между биомассой фитопланктона и $C_{\text{хл}}$ имеется прямая значимая связь [Стельмах и др., 2009], что дает основание использовать этот параметр для оценки состояния экосистемы и проводить сравнения его изменчивости с гидрологическими параметрами среды.

Коэффициент флористического сходства Сёренсена-Чекановского ($K_{\text{sc}}=0.7$) между станциями Веха и Равелин весной, осенью и зимой свидетельствует о большом видовом сходстве между районами исследований в эти сезоны. Меньшее значение этого коэффициента ($K_{\text{sc}}=0.55$) летом свидетельствует о том, что таксономическое сходство в этом сезоне было менее выражено по сравнению с другими сезонами.

На ст. Веха значения N варьировали в пределах от 20 до 309 млн.кл.·м⁻³, B – от 242 до 1010 мг·м⁻³, $C_{\text{хл}}$ – от 0.2 до 0.8 мг·м⁻³. На ст. Равелин N изменялась в течение всего сезонного цикла в пределах от 33 до 2105 млн.кл.·м⁻³, B – от 200 до 4185 мг·м⁻³, $C_{\text{хл}}$ – от 0.5 до 1.4 мг·м⁻³ (рис. 4.34).

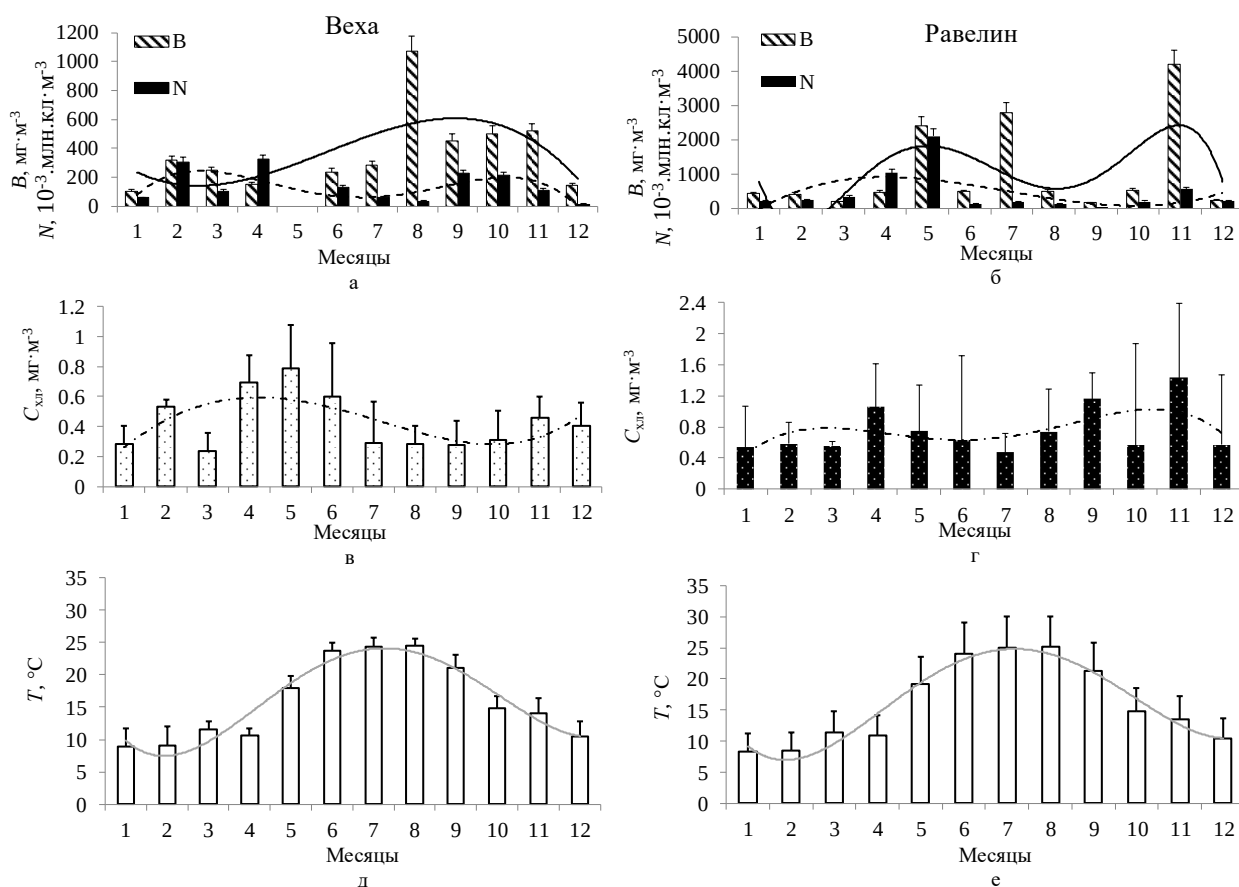


Рисунок 4.34 – Сезонная динамика численности и биомассы фитопланктона (а, б), концентрации хлорофилла-а (в, г), температуры поверхности воды (д, е) на ст. Веха и Равелин в 2013–2014 гг. Жирные кривые – полиномиальные тренды 4-го порядка.

Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$. [Крашенинникова и др., 2024]

Анализ сезонной динамики показателей фитопланктона, аппроксимированных полиномами 4-го порядка на ст. Веха показал максимум численности в феврале–марте и октябре–ноябре, максимум биомассы – в сентябре (рис. 4.34а), концентрации хлорофилла-а – в апреле–мае (рис. 4.34в). На ст. Равелин максимумы средней численности фитопланктона зарегистрирован в апреле–мае и ноябре, биомассы – в

ноябре (рис. 4.34б), концентрации хлорофилла-*a* – в апреле–мае и ноябре (рис. 4.34г). Годовой цикл температуры в 2013–2014 гг. четко выражен на обеих станциях: с максимумом летом (июль–август) ($25.0 \pm 0.5^\circ\text{C}$) и минимумом – зимой (январь–февраль) ($9.0 \pm 0.2^\circ\text{C}$) (рис. 4.34д,е).

Таким образом, из анализа рис. 4.34а,б следует, что сезонная динамика показателей фитопланктона и концентрации хлорофилла-*a* слабо выражена, то есть, невозможно однозначно определить местоположение максимума и минимума их характеристик. В работе был применен спектральный анализ преобразованных рядов B , N , $C_{\text{хл}}$ для выявления гармоник, изменчивость которых вносит максимальный вклад в сезонную динамику анализируемых параметров (табл. 4.7).

Таблица 4.7 – Вклады годовой и полугодовой гармоник в сезонную сукцессию биомассы (B), численности (N) фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$) и температуры поверхности воды (T) в 2013–2014 гг.

Параметр	Станция	Вклад 1 гармоник, %	Вклад 2 гармоник, %	Вклад суперпозиции 1 и 2 гармоник, %
B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	Вежа	45.08	12.71	57.79
N , $\text{млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$		8.30	15.28	23.58
$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$		36.01	24.8	60.78
T , $^\circ\text{C}$		83.3	0.7	84.0
B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	Равелин	1.75	24.14	25.89
N , $\text{млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$		30.03	25.34	55.37
$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$		11.19	47.19	56.44
T , $^\circ\text{C}$		80.4	0.03	80.43

Примечание: Наибольшие значения выделены жирным

Суперпозицией годовой и полугодовой гармоник обусловлено 57% сезонного цикла биомассы на ст. Вежа и 58% численности на ст. Равелин, более 56% концентрации хлорофилла-*a* на двух станциях (табл. 4.7), остальное вносят

гармоники более высокого порядка. Сезонный цикл температуры воды на двух станциях описывается годовой гармоникой на 81% (табл. 4.7).

Сезонные циклы биомассы и численности фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* и температуры, хорошо описываются выделенными годовой и полугодовой гармониками, приведенными на рис. 4.35.

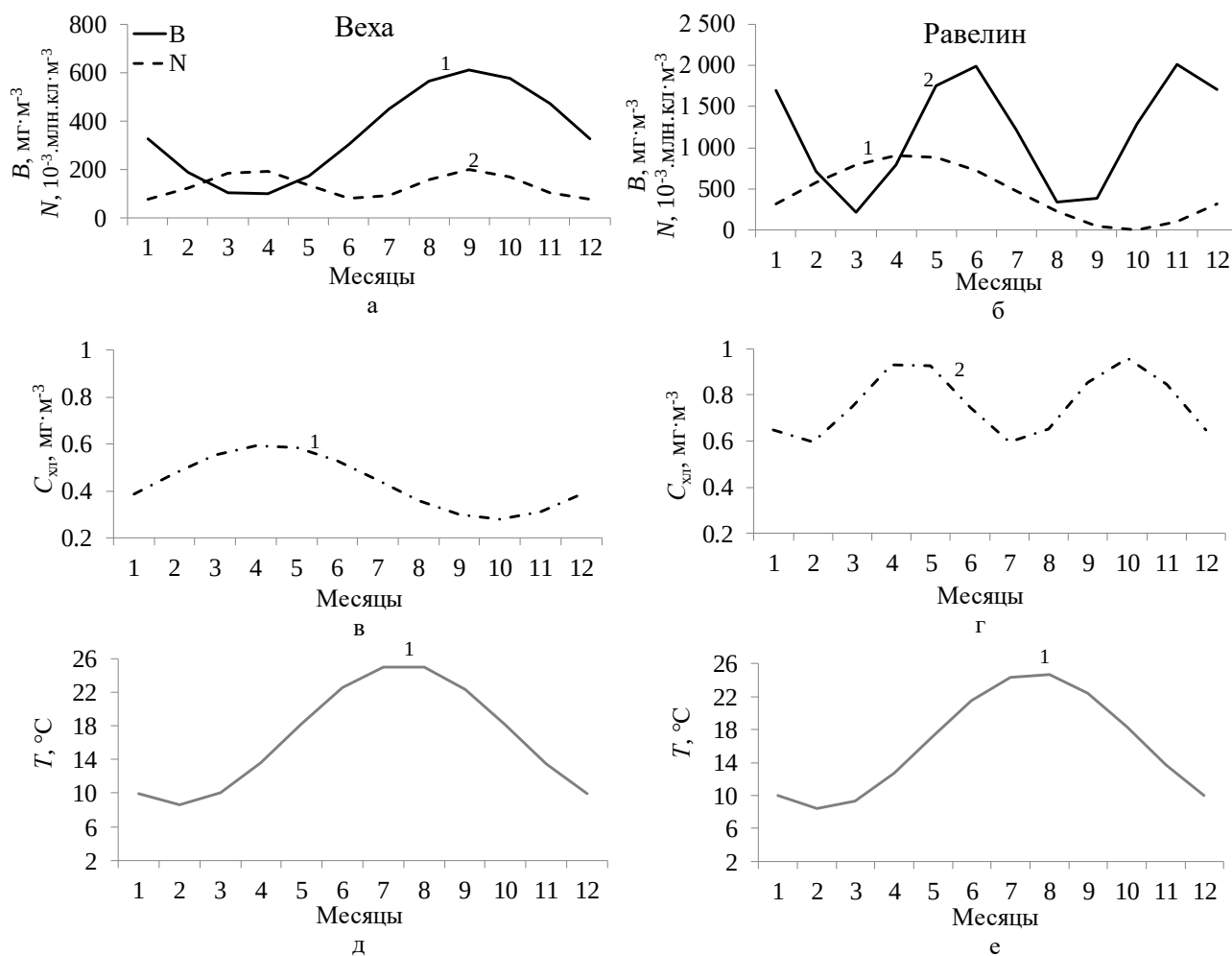


Рисунок 4.35 – Сезонный цикл годовой (1) и полугодовой (2) гармоник численности и биомассы (а, б) фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* (в, г), температуры воды (д, е) на ст. Веха и Равелин в 2013–2014 гг. [Крашенинникова и др., 2024]

В работе были оценены величины амплитуд указанных гармоник (рис. 4.36).

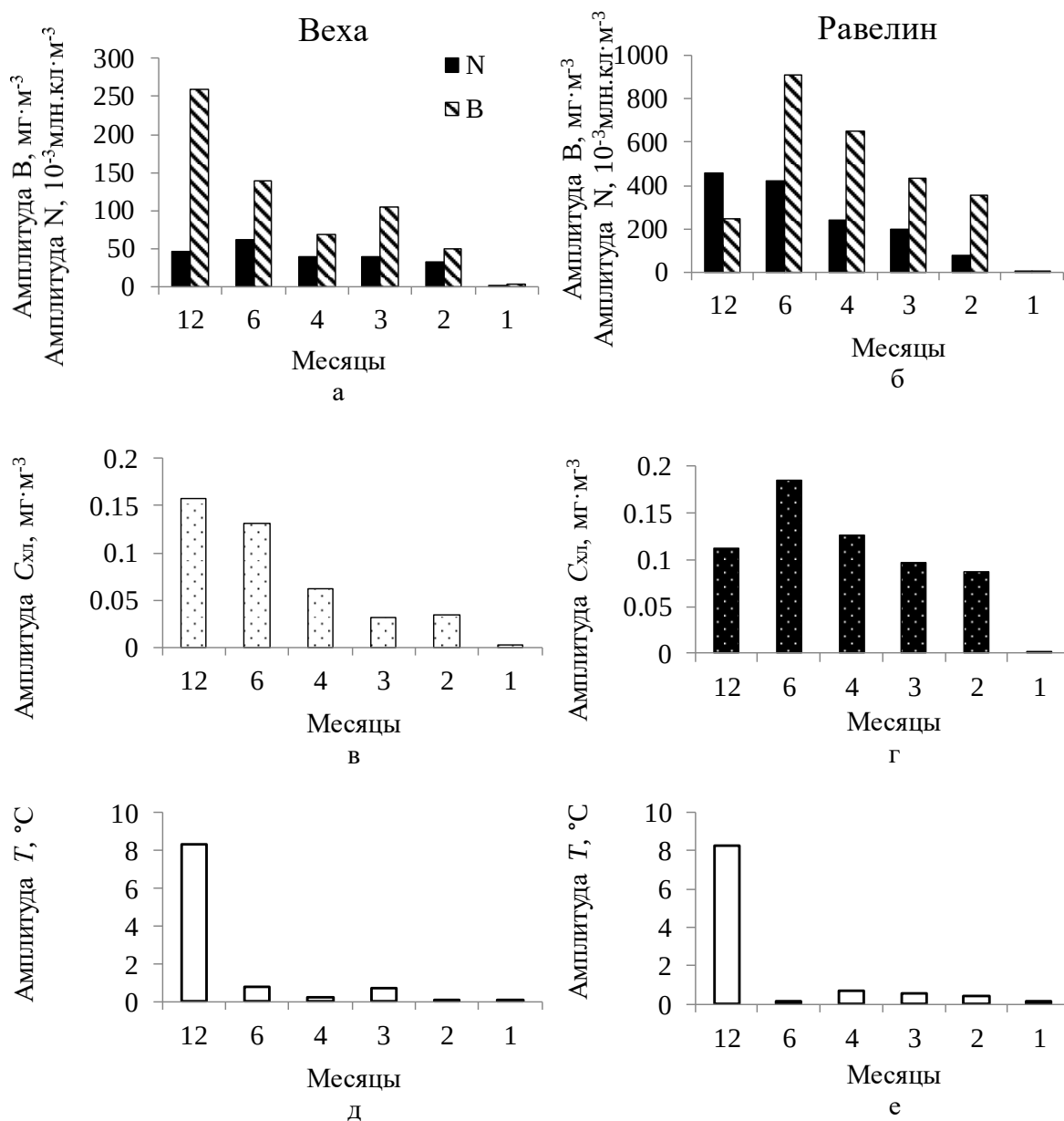


Рисунок 4.36 – Амплитудно-периодные характеристики численности и биомассы фитопланктона (а, б), концентрации хлорофилла-а (в, г) и температуры воды (д, е) на ст. Веха и Равелин [Крашенинникова и др., 2024]

Таким образом, сезонный цикл численности фитопланктона характеризовался изменчивостью полугодовой гармоникой: с максимумами – в апреле ($194 \cdot 10^{-3}$ млн. кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и сентябре ($200 \cdot 10^{-3}$ млн. кл. $\cdot$ м $^{-3}$), минимумами – в декабре ($79 \cdot 10^{-3}$ млн. кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и июне ($83 \cdot 10^{-3}$ млн. кл. $\cdot$ м $^{-3}$) на ст. Веха и годовой гармоникой с максимумом в мае ($910 \cdot 10^{-3}$ млн. кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и минимумом в октябре ($8 \cdot 10^{-3}$ млн. кл. $\cdot$ м $^{-3}$) на ст. Равелин [Крашенинникова и др., 2024]. Сезонный цикл биомассы

характеризовался изменчивостью годовой гармоникой с максимумом в сентябре ($614 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), минимумом ($100 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) – в марте–апреле на ст. Веха, полугодовой гармоникой – с максимумами в июне ($2000 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и ноябре ($2010 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), минимумами – в марте ($218 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и августе ($230 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) на ст. Равелин. Сезонный цикл концентрации хлорофилла-*a* характеризовался изменчивостью годовой гармоникой с максимумом в апреле, минимумом в октябре на станции Веха, двумя максимумами полугодовой гармоникой в апреле ($0.93 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и октябре ($0.96 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и минимумами в июне ($0.6 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и феврале ($0.6 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) на ст. Равелин.

Установлены значимые на 5% доверительном уровне отрицательные связи выделенных гармоник B и $C_{\text{хл}}$ ($r = -0.89$) на ст. Веха (табл. 4.8). Значимая отрицательная связь B и $C_{\text{хл}}$ со сдвигом в 1 месяц ($r = -0.83$) получена на ст. Равелин. Установлены положительные связи изменчивости выделенных гармоник B и T на ст. Веха ($r = 0.59$) и Равелин ($r = 0.74$) соответственно (табл. 4.8).

Таблица 4.8 – Коэффициенты корреляции между изменчивостью выделенных годовых и полугодовых гармоник ($B_{\text{гарм}}$, $N_{\text{гарм}}$, $C_{\text{хлгарм}}$) и температуры воды ($T_{\text{гарм}}$) представленных на рис. 4.36. Значимые коэффициенты корреляции $-0.5 > r > 0.5$

[Крашенинникова и др., 2024]

Параметры	Станции	$B_{\text{гарм}}, \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$	$N_{\text{гарм}}, \text{ млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$	$C_{\text{хлгарм}}, \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$	$T_{\text{гарм}}, ^\circ\text{C}$
Гармоники сезонного цикла					
$B_{\text{гарм}}, \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$	Веха	1	0	-0.89	0.59
$N_{\text{гарм}}, \text{ млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$		0	1	0.10	0.12
$C_{\text{хлгарм}}, \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$		-0.89	0.10	1	-0.16
$T_{\text{гарм}}, ^\circ\text{C}$		0.59	0.12	-0.16	1
$B_{\text{гарм}}, \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$	Равелин	1	-0.10	-0.83	0.74
$N_{\text{гарм}}, \text{ млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$		-0.10	1	0	-0.18
$C_{\text{хлгарм}}, \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$		-0.83	0	1	0.1
$T_{\text{гарм}}, ^\circ\text{C}$		0.74	-0.18	0.1	1

Станция Веха находится вне Севастопольской бухты, а ст. Равелин расположена в бухте возле искусственно созданного орографического барьера, в роли которого выступает мол, где происходит аккумуляция не только фитопланктона, но биогенных элементов и загрязнения [Копытов и др., 2010]. Зимой в прибрежных водах Крыма развивались примнезиофитовые, весной в разные годы преобладали динофитовые и диатомовые водоросли либо примнезиевые, динофитовые и диатомовые, летом – кокколитофорида и динофитовые, осенью – диатомовые [Финенко и др., 2021]. С переходом с весеннего на летний период наблюдалась смена доминирующих видов *Chaetoceros socialis* на *Cerataulina pelagica* и мелкоклеточных (май) водорослей на крупноклеточные (июль). В июне происходила вегетация кокколитофорид. Осенью преобладали диатомовые.

Наиболее динамичным по продуктивности в 90-е гг. XX в. являлся зимне–весенний период в Черноморском регионе, что связано с интенсивным выносом биогенных элементов в эвфотическую зону, что определяло прирост биомассы фитопланктона [Krashenninnikova et al., 2022]. Наибольшие среднесезонные концентрации хлорофилла-*a* также наблюдались весной на ст. Веха, но летом–осенью – на ст. Равелин в 2013–2021 гг. (табл. 4.6), что согласуется с [Стельмах и др., 2009]. В целом отмечались в 2–3 раза выше среднесезонные значения, а также зимой–летом показателей фитопланктона на ст. Равелин, чем на ст. Веха, и существенно выше – весной (табл. 4.6). Это возможно связано с особенностями орографии Севастопольской бухты, которая является полузамкнутым водоемом [Иванов и др., 2006], что, возможно, задерживает вынос из нее микроводорослей, и в свою очередь приводит к повышенной концентрации фитопланктона на ст. Равелин.

Особенности береговой линии, например, могут способствовать возникновению вихрей синоптического масштаба внутри Севастопольской бухты (ст. Равелин) [Иванов и др., 2006], с чем может быть связана нестабильность во времени сезонных циклов исследуемых параметров [Берсенева и др., 2004; Востоков и др., 2019]. На биопродуктивность вод действительно может воздействовать (суб)мезомасштабная вихревая динамика [Микаэлян и др., 2020], а также локальные неоднородности поля загрязнения [Копытов и др., 2010]. На видовой состав и

количественные характеристики фитопланктона в прибрежных районах Черного моря также могут оказывать влияние метеоусловия и антропогенная нагрузка, характерная только для определенного района [Финенко и др., 2017; Krasheninnikova et al., 2022]. Однако учет этих факторов не являлся предметом настоящего исследования.

В настоящей работе спектральный анализ с помощью метода быстрого преобразования Фурье впервые применялся для уточнения положения максимумов сезонного цикла биомассы и численности фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды, а также последующего установления связи между указанными параметрами. Спектральный анализ с методом БПФ применялся также для определения закономерностей функционирования пелагического сообщества в [Мельникова, Лямина, 2013; Мельникова, Мельников, 2022]. С помощью этого анализа установлено, что на высоких частотах (период колебаний 10–30 сут), изменение численности диатомовых водорослей в море обуславливает освещенность, о чем свидетельствуют установленные значимые корреляционные связи между ними [Крышев, Горбенко, 1981]. Выявленные сезонные отрицательные связи B и $C_{\text{хл}}$ на ст. Веха и Равелин, возможно свидетельствуют о старении популяций в составе фитопланктонного сообщества, о чем ранее упоминалось в работе.

Сезонные циклы концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды в прибрежной акватории Севастополя и Севастопольской бухте за многолетний период по контактными данным за 2013–2021 гг. представлены в (Приложение Г). Максимумы сезонного цикла концентрации хлорофилла-*a* на станции Веха и Равелин отличаются между собой. За период 2013–2021 гг. сезонный цикл $C_{\text{хл}}$ характеризуется одним максимумом летом (в июне–июле), а на станции Равелин – двумя максимумами: летним (июнь–август) и поздне осенним (ноябрь).

4.5 Влияние гидрометеорологических факторов на распределение и сезонную изменчивость ихтиопланктона в период нереста в Севастопольской бухте

Одним из фундаментальных аспектов, влияющих на динамику популяций рыб, является вероятность выживания на ранних стадиях их развития. Выживание икры и личинок на ранних стадиях онтогенеза определяет окончательное пополнение популяций рыб. В связи с этим значительное место в морской ихтиологии отводится изучению планктонных стадий развития рыб [Hjort, 1914]. По этой причине количественный учет ихтиопланктона считается одним из наиболее репрезентативных методов оценки численности рыбного населения. В Черном море, как и в других морях умеренного пояса с ярко выраженной сезонностью, сроки нереста рыб во многом определяются температурным режимом. Изменчивость температуры воды приводит к изменению видового состава и численности икры и личинок рыб [Дехник, Павловская, 1979].

В зависимости от времени года и видовых особенностей нерестилища могут быть узкой 1.5-, 2-, 10-мильной зоной, устьевыми участками и др. [Дехник, Павловская, 1979]. Эти районы являются важными местами обитания и нерестилищами многих постоянных и мигрирующих видов морских рыб. Таким образом, изучение комплексов ихтиопланктона в закрытых и частично закрытых водоемах представляет особый интерес. Такой котловиной является уникальная и значительная по размерам полузамкнутая акватория эстуарного типа, вытянутая с востока на запад Севастопольской бухты. Межгодовая изменчивость численности ихтиопланктона в разных районах Севастопольской бухты и ее определяющие факторы изучены очень фрагментарно [Гордина и др., 2004; Куфтаркова и др., 2008; Климова, Подрезова, 2017]. В то же время накоплен значительный объем данных о гидродинамическом и гидрохимическом режимах бухты [Репетин и др., 2003; Михайлова, Шапиро, 2005; Иванов, Овсяный и др., 2006; Егоров и др., 2018; Орехова, Вареник, 2018]. В ряде предыдущих работ исследовались причины загрязнения и их пространственное распределение по акватории Севастопольской бухты [Иванов и др., 2006; Совга и др., 2020]. Береговая линия Севастопольской

бухты сильно изрезана из-за наличия бухт и мысов, что влияет на пространственное распределение ихтиопланктона. Сезонная и межгодовая динамика численности ихтиопланктона и их зависимость от силы и повторяемости ветров на отдельных станциях внутри Севастопольской бухты практически не изучались [Иванов и др., 2006; Копытов и др., 2010]. Хорошо известно, что ихтиопланктон, являясь практически пассивной формой, распределяется по акватории под влиянием динамических факторов, к которым относится действие ветра.

Внутригодовая изменчивость средних значений численности ихтиопланктона и гидрометеорологических характеристик для Севастопольской бухты за 2012–2021 гг. представлена на рис. 4.37. Наиболее высокие значения численности икры (34.7 ± 7.5 экз·м⁻²) и личинок 10.0 ± 2.4 экз·м⁻²) достигались летом (июль–август), тогда как минимум икринок ($0.10 \pm 0.05 \sim 0.0$ экз·м⁻²) и личинок (~ 0.0 экз·м⁻²) – в марте–апреле соответственно (рис. 4.37а, б). Как и ожидалось, самые высокие температуры наблюдались летом (26.0 ± 1.0 °С в августе), а минимальные – зимой (8.2 ± 0.9 °С в январе–феврале) (рис. 4.37в).

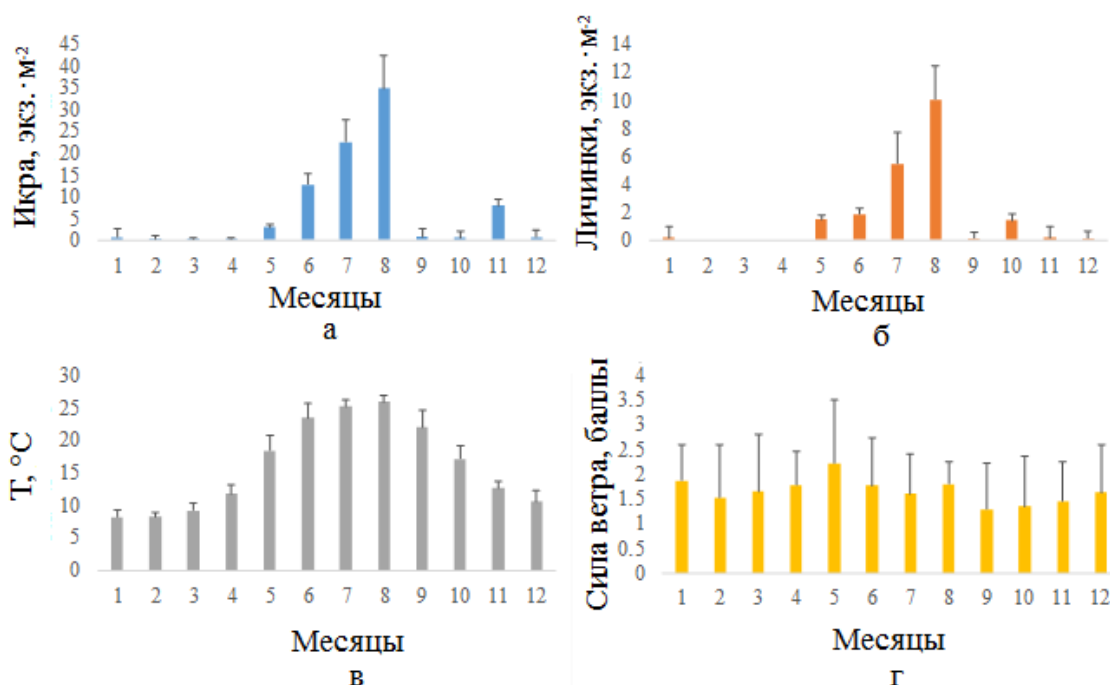


Рисунок 4.37 – Внутригодовая изменчивость средних значений количества икры (а), личинок (б), температуры (в), силы преобладающего северного ветра (г) в Севастопольской бухте за период 2012–2021 гг. [Basova et al., 2022]

Исследовали количество ветровых явлений (8 направлений) в течение года за период 2012–2021 гг. на каждой станции и во всей Севастопольской бухте в целом синхронно с отбором проб ихтиопланктона. Кроме того, анализировалась и расчетная повторяемость ветров разных направлений.

По результатам анализа данных в Севастопольской бухте преобладали ветры северного, юго-западного и южного направлений, а его повторяемость равна 34, 19 и 14 % соответственно (рис. 4.37г). Сила ветра господствующего северного направления была наименьшей – осенью (1.29 ± 0.8 балла), максимальной – в мае (2.2 ± 0.6 балла). Летом отмечено максимальное количество икры и личинок (рис. 4.37а, б).

На рис. 4.38 и в табл. 4.9 представлено распределение численности ихтиопланктона, температуры и силы ветра в летний сезон в Севастопольской бухте в 2012–2021 гг.

В табл. 4.9 приведены средние значения численности ихтиопланктона и гидрометеорологических характеристик и их стандартные отклонения в Севастопольской бухте летом за период 2012–2021 гг.

Зарегистрировано максимальное количество икринок во время нереста на станциях Равелин 24.74 ± 4.95 экз·м⁻². Близкие к максимальным значения были получены на станциях Мыс Павловский, Южная бухта и Авлита. Самые низкие значения показателя отмечены на станциях Сухарная и Инкерман (13.17 ± 2.63 и 16.06 ± 3.21 экз·м⁻²). Наибольшая концентрация личинок отмечена в Южной бухте на 11.04 ± 2.21 экз·м⁻², а наименьшая на станциях Авлита и Павловский мыс (~1.7 раза). Минимальные значения этого показателя установлены на станциях Сухарная 1.53 ± 0.31 экз·м⁻² и Инкерман 2.57 ± 0.51 экз·м⁻².

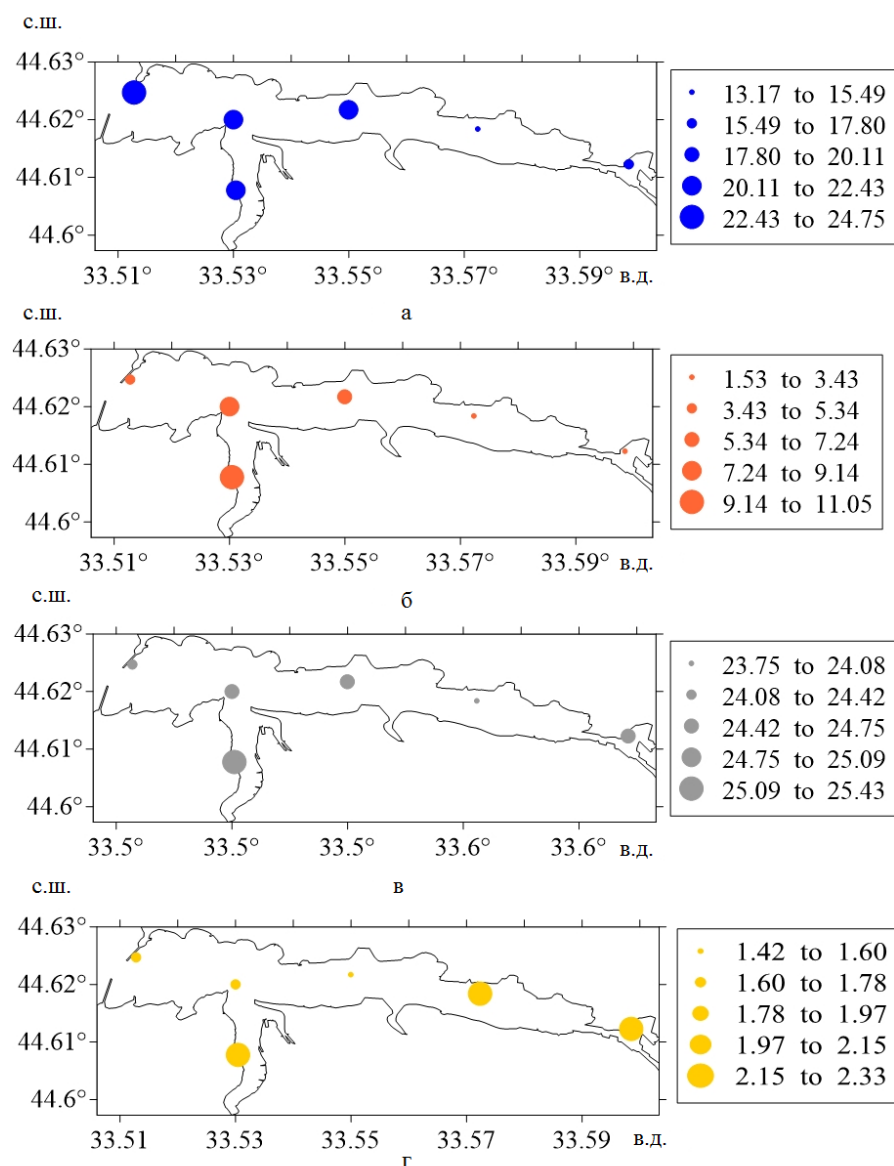


Рисунок 4.38 – Количество икры (экз.·м⁻²) (а), личинок (экз.·м⁻²) (б), а также температура (в) и сила направления ветра (г) в Севастопольской бухте летом за период 2012–2021 гг. [Basova et al., 2022]

Отсюда следует, что по распределению ихтиопланктона в зависимости от гидрометеорологических параметров выделяют четыре области.

В западном районе на ст. Равелин отмечается максимальное обилие икры при ветрах северного направления (с повторяемостью их 20%). В южной части Севастопольской бухты на разных станциях ситуация иная – там, где выше температура, выше концентрация ихтиопланктона. Обращено внимание на близкие значения температур и численности ихтиопланктона под действием ветров южного и

юго-западного направлений на станциях Павловский мыс и Авлита. В то время как в восточной части залива (ст. Сухарная и Инкерман) наблюдаются минимальные значения численности ихтиопланктона при более низких температурах и ветрах северного, западного и северо-западного направлений.

Таблица 4.9 – Средние значения численности ихтиопланктона и гидрометеорологических характеристик и их стандартные отклонения в Севастопольской бухте летом за период 2012–2021 гг. [Basova et al., 2022]

Название станций	Части	Икра, экз·м ⁻²	Личинки, экз·м ⁻²	T, °C	Сила ветра, баллы	Направление ветра
Равелин	Западная часть	24.74±4.95	3.85±0.77	24.14±2.27	1.75±0.95	С, ЮЗ
Бухта Южная	Южная часть	21.83±4.37	11.04±2.21	25.42±1.87	2.17±0.75	С, СЗ, ЮЗ
Павловский мыс	Центральная часть	20.32±4.06	7.99±1.60	24.44±1.79	1.69±0.84	Ю, ЮЗ
Авлита		20.28±4.50	6.40±2.53	24.44±4.94	1.42±0.28	ЮЗ, С
Сухарная	Восточная часть	13.17±2.63	1.53±0.31	23.75±2.00	2.29±0.76	С, З
Инкерман		16.06±3.21	2.57±0.51	24.63±1.34	2.33±1.15	С, СЗ

Таким образом, необходим постоянный мониторинг динамики численности ихтиопланктона вдоль Севастопольской бухты и ее влияния на гидрометеорологические факторы среды. Эти данные позволяют оценить и спрогнозировать благоприятные условия для развития икры и молоди рыб в пределах изучаемой акватории и дать рекомендации, необходимые для сохранения нерестилищ и запасов рыбы в регионе в условиях угрозы климатических изменений.

Выводы к главе 4

Установлено, что ключевыми механизмами, обеспечивающими поступление биогенных элементов (основы питания планктона) в исследованные районы в разные сезоны, являются экмановский апвеллинг, сгонно-нагонные явления, а также экмановская накачка, обусловленная завихренностью ветрового поля, плотностные фронты, вихри и адвективные переносы (течения).

Тропическая Атлантика. Плотностные фронты (в частности, в западной тропической Атлантике) выполняют роль барьеров, способствующих задержке биогенных элементов и планктона в прибрежных акваториях.

В поверхностном слое западной части тропической Атлантики в зоне разлома Вима (зимой 2022 г.) доминировал автотрофный тип питания с преобладанием диатомовых водорослей, что подтверждается гидрохимическими показателями и указывает на активное использование солнечной энергии для фотосинтеза; в районе Гвианского разреза, напротив, зафиксирован гетеротрофный тип питания с доминированием динофитовых водорослей, что связано с минимальными концентрациями биогенных элементов. Поступление биогенов в район разлома Вима, обусловлено адвекцией вод Северного Бразильского течения из приустьевой области Амазонки.

В восточной части тропической Атлантике выявлена пространственная дифференциация фитопланктона по трём регионам: минимальная продуктивность и видовое разнообразие — в олиготрофном Регионе I (Канарское течение), максимальная — в Регионе III (экваториальный апвеллинг) с доминированием мелких клеток по численности и крупных диатомовых — по биомассе. Максимумы биомассы приурочены к подповерхностным горизонтам (20–50 м). Морфологический состав закономерно сменяется от вытянутых и сложных форм в олиготрофных водах к уплощённым и колониальным в мезотрофных, что отражает адаптацию к гидрологическим и трофическим условиям.

Впервые для восточной тропической Атлантики получены количественные данные о распределении микрозоопланктона в 30-метровом слое. Установлены

корреляционные связи его численности с температурой и солёностью. Основными факторами пространственной неоднородности МЗ в летний сезон являются течения и вихревые образования, формирующие зоны подъема и опускания вод.

Черное море. По данным комплексных съемок 1992 г. в Черном море максимальная биомасса фитопланктона отмечена в марте, минимальная — в мае (в 3 раза ниже), с промежуточными значениями в июле. Вертикальное распределение смещалось от поверхностного слоя в марте–мае к подповерхностному (в зоне термоклина) в июле. Эпипланктон доминировал в мае (в 3 раза выше, чем в марте и июле), тогда как биомасса батипланктона (копепод) последовательно снижалась от марта к июлю (в 10 раз). Концентрация желетелого планктона оставалась стабильной, но перераспределялась вглубь к лету, с локальными максимумами у берегов Крыма и в районе Батумского круговорота в июле.

Распределение биогенных элементов (нитритов, нитратов, фосфатов) коррелировало с динамикой фитопланктона: максимум — в марте, минимум — в мае, с повторным ростом в июле в восточной части моря и у крымского побережья. Основными факторами, определяющими сезонную и пространственную неоднородность количественных показателей планктона, выступают ветровая циркуляция (экмановская накачка), плотностная структура вод, циркуляционные процессы и антропогенное влияние (сток рек и бытовых отходов).

В Черном море подтверждена зависимость распределения биогенных элементов и биомассы фитопланктона от пространственно-временной изменчивости экмановской скорости – «экмановской накачки». Усиление экмановского подъема вод весной (март) сопровождается высокой концентрацией биогенов и биомассы фитопланктона. Согласно полученным данным, летом в восточной глубоководной части Черного моря преобладает подъем вод (в отличие от западной), что повышает продуктивность этого региона.

В западной части моря и на северо-западном шельфе ключевую роль играет плотностной фронт, формируемый стоком Дуная и Днестра, который способствует накоплению биогенных элементов.

Сравнение временных рядов подтвердило, что каждому событию похолодания воды (апвеллинга) предшествовал определенный ветровой режим. Выявлена четкая зависимость от орографических и батиметрических условий: если на глубоководье ЮБК апвеллинг развивается под действием ветров западных направлений, а в акватории Севастополя северного и северо-восточного направлений, то в мелководье (например, район Карадага) ведущую роль играет ветер северного направления, что указывает на различия в механизмах стгонного перемешивания вод в этих районах.

Севастопольская бухта. Впервые на основе спектрального анализа выявлено, что сезонный цикл биомассы и численности фитопланктона в Севастопольском взморье (ст. Веха) и устье Севастопольской бухты (ст. Равелин) в 2013–2014 гг. преимущественно описывается годовой и полугодовой гармониками (суммарный вклад >56%). На станции Веха численность фитопланктона имела полугодовой цикл (максимумы в апреле и сентябре), а биомасса — годовой (пик в сентябре). На станции Равелин численность подчинялась изменчивости годовой гармонике (максимум в мае), тогда как биомасса фитопланктона и хлорофилл-*a* — полугодовой гармонике, что отражает различия гидрологических условий между районами. Установлено, что различия в сезонной динамике между станциями Веха и Равелин обусловлены орографическими и гидрометеорологическими условиями, неоднородностью загрязнения и распределением биогенов, что определяет смену доминирующих видов (мелкоклеточные дают максимумы численности, крупноклеточные — максимумы биомассы) и изменчивость концентрации хлорофилла-*a*.

В Севастопольской бухте (2012–2021 гг.) преобладали ветры северного (34%), направления; сила северного ветра минимальна осенью (1.29 балла), максимальна в мае (2.2 балла). Максимум средней численности икры и личинок ихтиопланктона в бухте отмечен летом (июль–август), минимум — весной (март–апрель), что соответствует годовому ходу температуры воды (26.0 °C и 8.2 °C соответственно).

ГЛАВА 5 ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА МЕЖГОДОВУЮ И МНОГОЛЕТНЮЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ ПЛАНКТОНА

Изменения температурного и динамического режимов в Северной Атлантике значительно влияют на климат Европы [Rodwell et al., 1999; Joyce, 2000; Hurrell, Deser, 2010; Polyakov et al., 2010; McCarthy et al., 2015]. В условиях глобального потепления и участвовавших стихийных бедствий эта проблема особенно актуальна. Потепление проявляется в росте средней температуры воды и воздуха [Walsh et al., 2020; Gulev et al., 2021], а также в изменчивости индекса Североатлантического колебания, которая зависит от сезона [Hanna et al., 2015]. Под влиянием САК происходит перераспределение воздушных масс между Арктикой и субтропической Атлантикой, а переход от одной фазы САК к другой определяет изменения поля ветра, переноса тепла и влаги, интенсивности, количества и траекторий штормов и т. д. В положительную фазу САК усиливается Азорский антициклон и ослабевает Исландский циклон, растет градиент давления, усиливаются западные ветры, что приносит тепло в Европу [Нестеров, 2013]. В субтропической Атлантике наблюдается положительная аномалия температуры поверхности океана (ТПО), в субполярной — отрицательная. Усиление ветров у Африки ведет к активизации Канарского апвеллинга [Santos et al., 2005; Georg et al., 2023; Крашенинникова и др., 2025; Шокурова и др., 2025]. Увеличивается перенос тепла и вод в Северный Ледовитый океан, сокращается площадь морского льда в Европейской Арктике. В отрицательную фазу процессы идут в обратном направлении.

Атлантическая меридиональная циркуляция (АМЦ) контролирует перенос тепла к полюсу [Крашенинникова, 2019]. Около четверти зимнего потепления в Северо-Европейском бассейне связано с адвекцией теплого влажного воздуха из низких широт [Dickson et al., 2000]. Сокращение арктического льда также связывают с атмосферной циркуляцией [Dahlke, Maturilli, 2017; Hall et al., 2020].

Климатические изменения прямо и косвенно (через стратификацию, питательные вещества, освещенность) влияют на фитопланктон, что меняет

структуру и функционирование морских экосистем [Виноградов и др., 1996; Демидов, Гагарин, 2018]. В тропической Атлантике фитопланктонные сообщества претерпевают значительные изменения, влияющие на пищевые сети и биогеохимические циклы [Barton et al., 2016]. Происходит смещение обогащенных фитопланктоном вод к северу на фоне потепления и усиления северных течений. Глобальная концентрация фитопланктона снизилась за последнее столетие [Boyce et al., 2010; Barton et al., 2016], что важно учитывать при прогнозировании состояния морских экосистем в будущем. По данным спутниковых наблюдений за последние 1998–2023 гг. не произошло значимых изменений концентрации хлорофилла-*a* в регионе тропической Атлантики (10 °ю.ш. – 12 °с.ш., 70 °з.д. – 15 °в.д.), при этом в районе экваториального апвеллинга (3 °ю.ш. – 2 °с.ш., 25–5 °з.д.) обнаружена небольшая отрицательная тенденция C_{chl} , в районе Гвинейского залива (10 °ю.ш.–0°, 0°–15 °в.д.) значимая отрицательная тенденция C_{chl} ($\Delta=0.3 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$), в районе выноса реки Амазонка (0–15 °с.ш., 45–60 °з.д.) – положительная тенденция C_{chl} ($\Delta=0.27 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) (см. Приложение Г).

В целом отмечается снижение количественных показателей фитопланктона в экваториально-тропической части Атлантики за последние 100 лет, что связано с изменениями гидрохимического режима вод [Boyce et al., 2010; Barton et al., 2016] и интенсивности течений [Krashenninnikova et al., 2022]. Наблюдаемое в последние десятилетия снижение продуктивности вод Канарского течения также возможно вызвано усилением стратификации водной толщи [Schmoker, Hernández-León, 2013]. А к усилению стратификации в олиготрофных водах Атлантики приводит глобальное потепление океана. На основе данных известного архива *Reanalysis-2* современное глобальное потепление за 1979–2018 гг. составило 0.19 °C на 10 лет [Малинин, Вайновский, 2021]. Развитие фитопланктона также лимитируется биогенными элементами в этом районе. Поэтому большее экологическое преимущество будут иметь водоросли с высокой способностью извлекать питательные вещества из обедненных биогенными элементами вод [Schmoker, Hernández-León, 2013].

Линейные тренды, выделенные на 1% уровне значимости (рис. 5.1), демонстрируют увеличение температуры в Гольфстриме (район D) в среднем на 2°C за 1958–2017 гг. Скорость в стрежне Гольфстрима (район D) увеличилась на $0.02\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а на его северной границе (район A) на $0.04\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Скорость в районе северной границы Южного пассатного течения (район C) увеличилась на $0.1\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ [Крашенинникова и др., 2022].

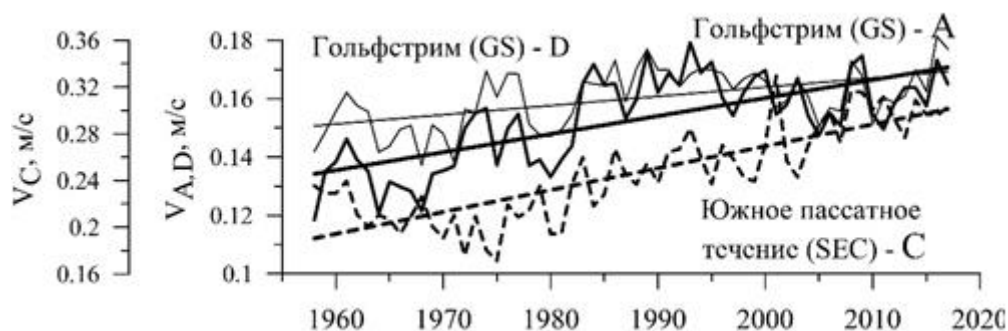


Рисунок 5.1 – Межгодовая изменчивость среднегодовых значений и линейные тренды: в Гольфстриме (район D) – тонкая линия, в районе его северной границы (район A) и на северной границе Южного пассатного течения (район C) за 1958–2017 гг. [Крашенинникова и др., 2022]

Полученные тренды в изменчивости скорости течений хорошо согласуются с результатами исследований изменчивости океанических процессов в Северной Атлантике и Мировом океане в целом [Wu et al., 2012; Hu et al., 2020]. Спутниковые наблюдения за высотой и температурой морской поверхности показывают сдвиг к полюсу основных океанических круговоротов в течение последних четырех десятилетий [Hu et al., 2020]. Кроме того, наблюдается усиление западных течений и увеличение в них температуры [Wu et al., 2012]. Данные изменения связывают с увеличением ветрового воздействия [Wu et al., 2012]. Эти результаты могут служить объяснением наличия положительных трендов в изменчивости скорости течений на северных границах Гольфстрима и Южного пассатного течения, а также высоких значений коэффициента корреляции между ними. Коэффициент линейного тренда скорости течения в районе северной границы Гольфстрима (район A) выше, чем в

его стречневой части (район D), что также указывает на сдвиг течения к северу. Необходимо отметить, что в основном этот сдвиг имел место с 1960-х до середины 1990-х гг. Согласованность изменчивости среднегодовой температуры в Баренцевом море с вариациями скорости на северной границе Южного пассатного течения с запаздыванием в один год ($r = 0.72$) также может быть обусловлена одновременными смещениями к полюсу основных океанических круговоротов [Krasheninnikova et al., 2022].

Полученные оценки подтверждают существенное влияние переноса тепла системой Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение на Арктический регион. Вклад адвективных переносов тепла и горизонтального турбулентного обмена в низкочастотную изменчивость температуры верхнего слоя Атлантики превышает вклад тепловых потоков на поверхности океана [Polonsky, Sukhonos, 2016]. При этом важную роль также может играть перенос теплых воздушных масс из Атлантического региона в Арктику [Sato et al., 2014; Алексеев и др., 2016].

5.1 Влияние смещения Северной стены Гольфстрима (плотностного фронта) и Североатлантического колебания на аномалии температуры и скорости течений, биопродуктивность вод Северной Атлантики на межгодовых масштабах

Гольфстрим играет ключевую роль в переносе тепла и массы из низких широт на север, влияя на климат Атлантико-Европейского и Арктического регионов [Polyakov et al., 2010; Алексеев и др., 2016]. Меридиональные сдвиги его северной границы воздействуют на биологическую продуктивность фронтальных зон, распределение рыб [Nunn et al., 2007; Nye et al., 2011], кальмаров [Dawe et al., 2000] и структуру планктонных сообществ [Borkman, Smayda, 2009].

Изучение района осложнено изменчивостью широты поворота течения на восток от побережья Америки [Rossby et al., 2014], а также интенсивными мезомасштабными флуктуациями и меандрами, затрудняющими прогноз даже с

использованием современных моделей циркуляции [Kang, Curchitser, 2013; Andres, 2016].

Данные о широтных смещениях содержатся в индексе «северной стены» Гольфстрима (ССГ) [www.pml.ac.uk/gulfstream], полученном по аэро- и спутниковым наблюдениям с 1966 г. [Taylor, Stephens, 1998]. Первая главная компонента временных рядов меридиональных отклонений границы на участке 65–79° з.д. служит индексом ССГ: положительные значения соответствуют смещениям к северу, отрицательные — к югу.

Причинам изменений положения Гольфстрима посвящено множество исследований. Среди факторов — ветровое воздействие и крупномасштабные климатические сигналы [Taylor, Stephens, 1998; Curry, McCartney, 2001; Frankignoul et al., 2001], положение Исландского минимума [Hammed, Piontkovski, 2004; Sanchez-Franks et al., 2016], адвекция вод из моря Лабрадор [Rossby, Benway, 2000] и их комплексное влияние [Joyce et al., 2000; Rossby et al., 2005].

Смещения Гольфстрима сопровождаются аномалиями температуры и скорости течений, которые исследуются в районе шельфового склона [Peña-Molino, Joyce, 2008; Peterson et al., 2017] и в связи с биологической продуктивностью [Peña-Molino et al., 2008; Nye et al., 2011]. Однако работы по пространственному распределению аномалий на основе длинных рядов океанических реанализов отсутствуют. При этом реанализы хорошо воспроизводят межгодовую изменчивость и долговременные тенденции гидрологических параметров в Северной Атлантике [Balmaseda et al., 2013].

Межгодовая изменчивость индекса ССГ. Межгодовая изменчивость индекса ССГ в январе и феврале представлена на (рис. 5.2а). Сезонная изменчивость значений индекса ССГ выражена слабо, и различия между среднемесячными значениями индекса незначимы (рис. 5.2б). Величина амплитуды среднемноголетнего сезонного цикла индекса ССГ (2°) в 1.5 раза меньше амплитуды его межгодовой изменчивости (3°) (рис. 5.2б,в), что подтверждает результаты работы [Taylor, Stephens, 1998; Карлин и др., 2013]. Следует отметить, что

минимальные значения индекса наблюдаются весной–летом, максимальные – осенью–зимой (рис. 5.1б).

В межгодовой изменчивости индекса ССГ наблюдаются низкочастотные колебания, которые присутствуют во все сезоны и имеют сравнительно синхронный характер (рис. 5.2в). Это предполагает существование на длительных временных масштабах единого, не зависящего от сезона, механизма, обуславливающего причины таких изменений. Смещение «северной стены» Гольфстрима в южном направлении происходило в 1970-е гг., в северном – в 1990-е гг., на что ранее обращалось внимание в работах [Карлин и др., 2013; Gangopadhyay et al., 2016].

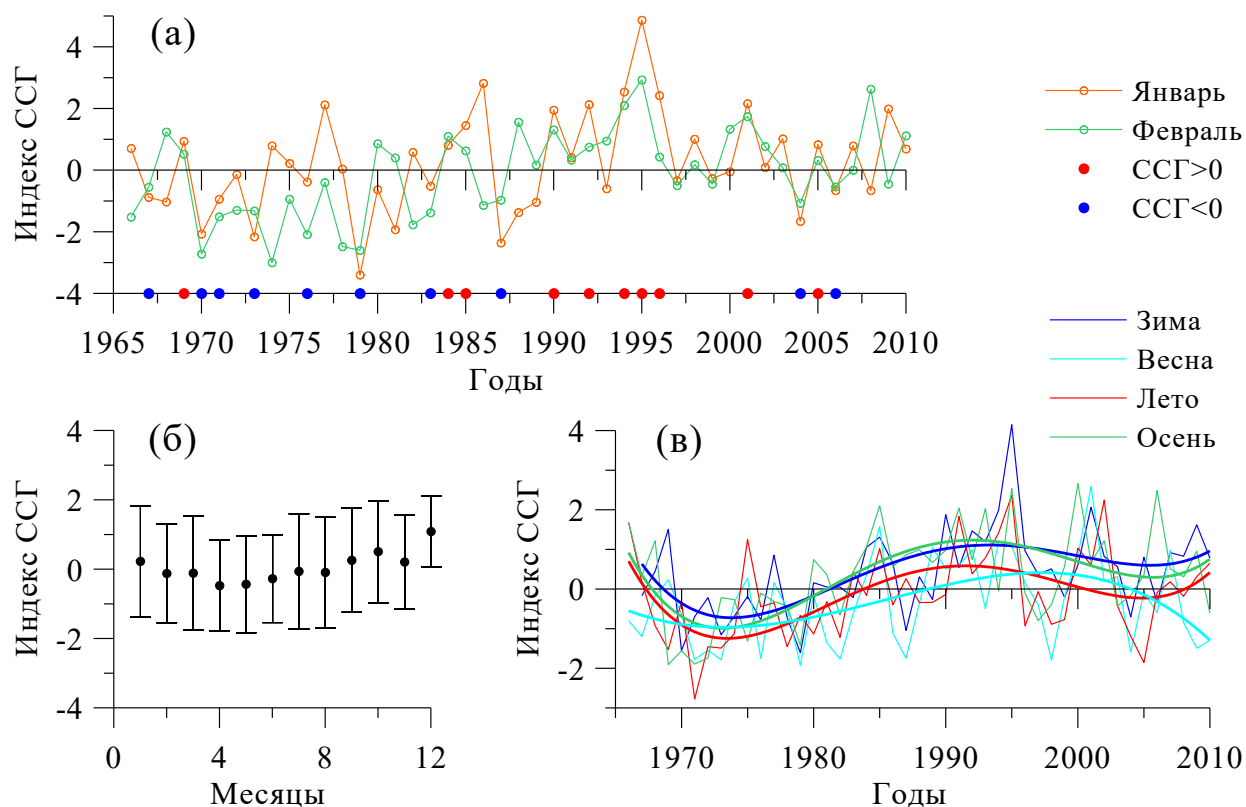


Рисунок 5.2 – Межгодовая изменчивость индекса ССГ [www.pml.ac.uk/gulfstream] в январе и феврале (а), сезонный цикл индекса ССГ (среднеквадратическое отклонение ($\pm\sigma$)) (б), межгодовая изменчивость индекса ССГ, осредненного за зимний (декабрь–февраль), весенний (март–май), летний (июнь–август), осенний (сентябрь–ноябрь) сезоны (в) по [Крашенинникова и др., 2020]. Жирные кривые – полиномиальные тренды 5-го порядка

Пространственное распределение коэффициентов корреляции компонент скорости течений и ТПО с индексом ССГ. Пространственное распределение коэффициентов корреляции в каждой точке сетки между временными рядами индекса ССГ и компонент скорости течений, модуля скорости и ТПО, осредненных за январь–февраль, приведено на рис. 5.2. Положительные коэффициенты корреляции (0.40–0.56) индекса ССГ с зональной компонентой скорости u (рис. 5.3а) и модулем скорости V (рис. 5.3в) расположены вдоль северной границы Гольфстрима, отрицательные вдоль южной границы, в районе «северной стены». Максимальные значения коэффициентов корреляции находятся в районе северной границы Гольфстрима. Значения коэффициентов корреляции индекса ССГ с меридиональной компонентой скорости v (рис. 5.3б), превышающие по абсолютной величине 0.4, расположены точно в районах «северной стены» Гольфстрима и Восточно-Гренландского течения.

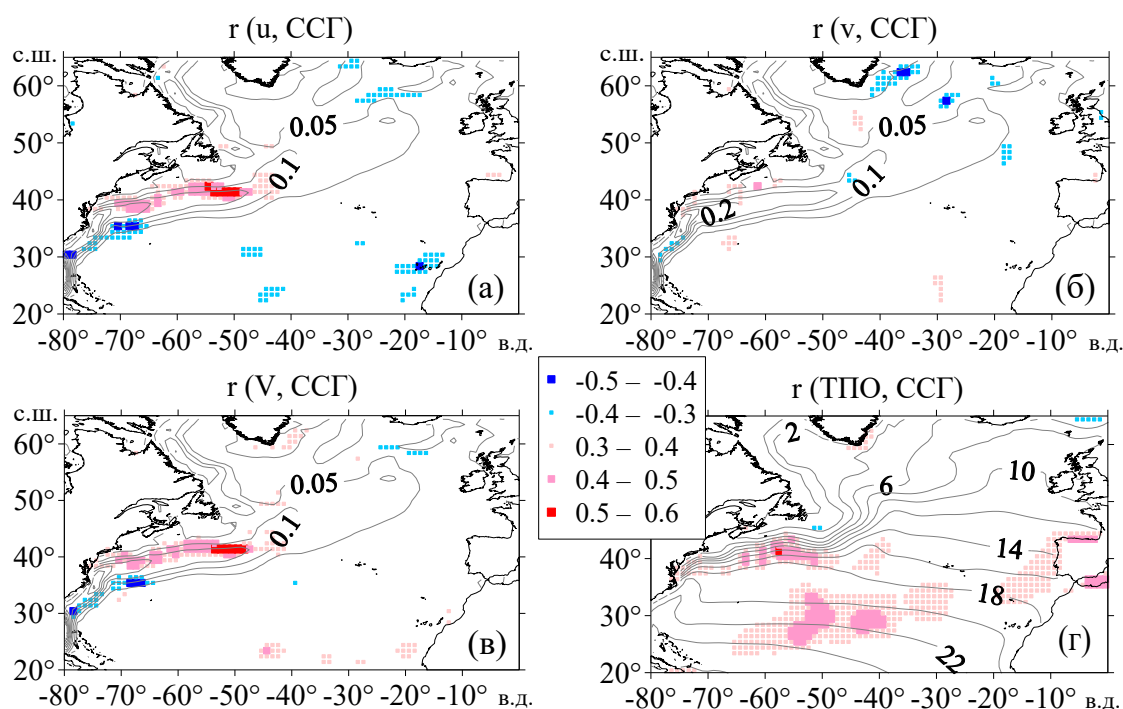


Рисунок 5.3 – Пространственное распределений коэффициентов корреляции, вычисленных в каждом узле сетки, между временными рядами индекса ССГ и компонентами скорости u (а) и v (б), модулем скорости V (в) и ТПО (г). Изолинии – средние за январь–февраль поле модуля скорости ($m \cdot s^{-1}$) (а, б, в) и поле температуры воды ($^{\circ}C$) (г) [Крашенинникова и др., 2020]

Положительные значения коэффициентов корреляции ССГ с ТПО, имеющие значения 0.40–0.53, расположены в районе северной границы Гольфстрима (50–65° з.д.), вдоль северного и южного побережий Пиренейского полуострова и в центре субтропического антициклонического круговорота. Максимальные значения коэффициентов корреляции расположены в районе северной границы Гольфстрима.

Распределение коэффициентов корреляции ССГ с зональной компонентой скорости и модулем скорости хорошо согласуются между собой, и для них получены наибольшие значения (рис. 5.3а, в). Поэтому далее пространственное распределение аномалий скорости течений, возникающих при положительной и отрицательной фазах ССГ, анализируется только для модуля скорости.

Среднемноголетние аномалии модуля скорости течений для двух фаз индекса ССГ. Пространственные распределения значимых на 5% доверительном уровне средних аномалий скорости течений для положительной и отрицательной фаз индекса ССГ представлены на рис. 5.4а, в, д.

При положительной фазе индекса ССГ (смещении «северной стены» к северу) положительные аномалии скорости ($0.02\text{--}0.03\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) расположены по всей северной границе Гольфстрима, в том числе восточнее «северной стены» (рис. 5.4а). В районе Восточно-Гренландского течения положительные аномалии составляют $0.01\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В районах Канарского и Северного пассатного течений значимые положительные аномалии скорости течений имеют невысокие значения. При положительной фазе индекса ССГ Гольфстрим более продвинут в зональном направлении к востоку (аномалия в районе с центром 40° с.ш. 45° з.д., рис. 5.3а) по сравнению с отрицательной фазой (рис. 5.4в).

Отрицательные аномалии скорости ($-0.02\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) за счет смещения Гольфстрима на север наблюдаются на южной границе Гольфстрима (36–37° с.ш., 61–73° з.д.) (рис. 5.4а). Значимая отрицательная аномалия отмечается и на восточной границе струи южнее мыса Хаттерас (рис. 5.4а). Возможно, это связано с тем, что в положительную фазу Гольфстрим больше прижимается к берегу, чем в отрицательную. На такое смещение также указывается в работе [Peña-Molino, Joyce, 2008].

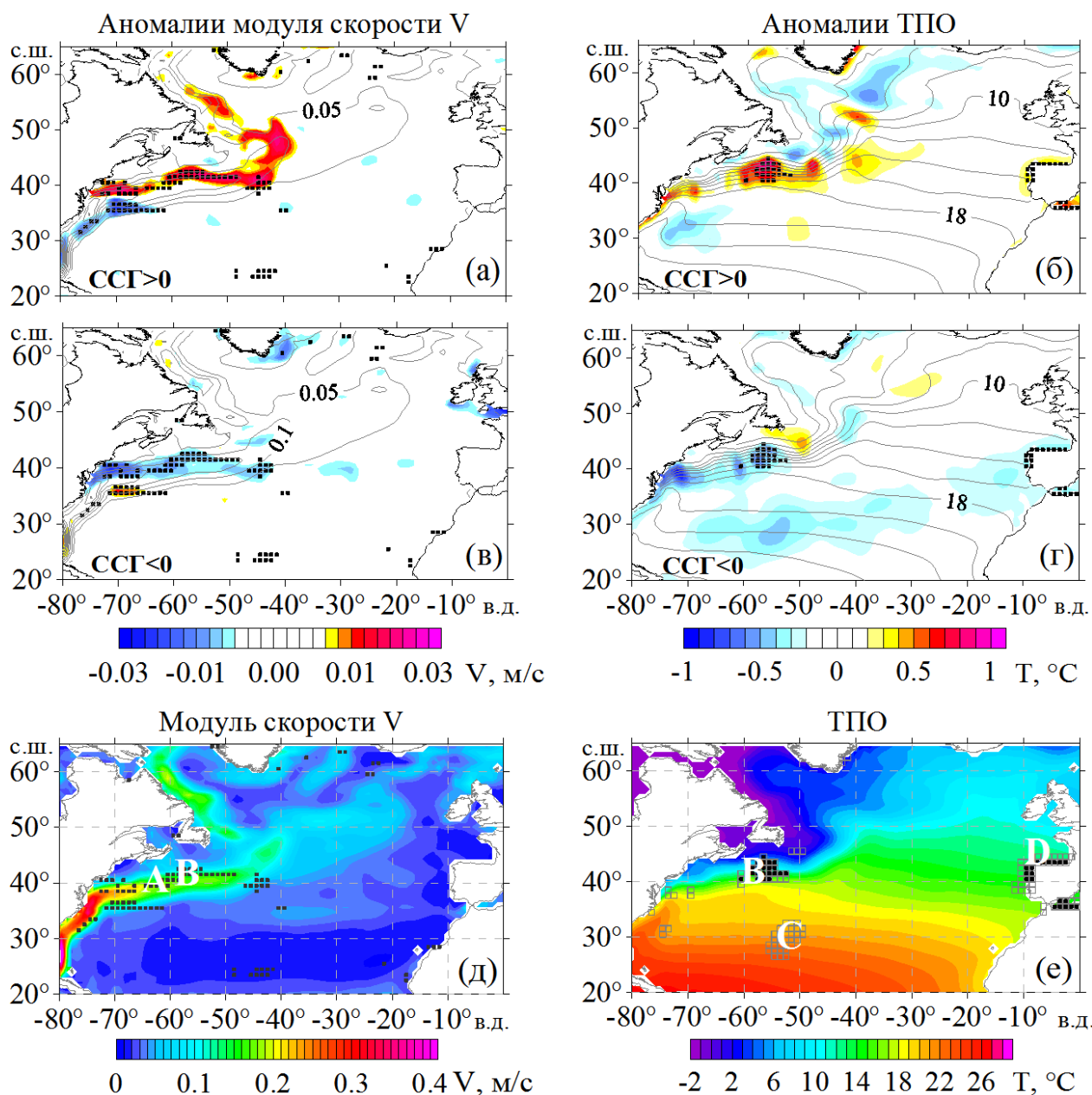


Рисунок 5.4 – Средние аномалии модуля скорости (а, в), ТПО (б, г) при положительной фазе индекса ССГ (а, б) и при его отрицательной фазе (в, г) и среднееголетние поля модуля скорости течений (д) и ТПО (е) за январь–февраль.

Черными квадратами отмечены районы, в которых аномалия значимы на 5% доверительном уровне, белыми квадратами – на 10%. [Крашенинникова и др., 2020]

При отрицательной фазе ССГ (смещении «северной стены» к югу) ситуация обратная (рис. 5.4в). На всей северной границе Гольфстрима, в Восточно-Гренландском течении, у побережья Африки и на северной границе Северного

Пассатного течения наблюдаются отрицательные аномалии скорости. Максимальные по амплитуде аномалии ($-0.03 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) отмечаются в районе «северной стены» Гольфстрима между 65° и 79° з. д.

Отметим, что пространственное положение значимых на 5% доверительном уровне аномалий скорости (рис. 5.4а,в) соответствует районам с наибольшими корреляциями между временными рядами индекса ССГ и модуля скорости течений (рис. 5.4д).

Среднемноголетние аномалии температуры поверхности океана для двух фаз индекса ССГ. Карты распределения осредненных аномалий ТПО для разных фаз индекса ССГ (рис. 5.4б,г,е) показывают наличие значимых аномалий вдоль северной границы Гольфстрима, в районе его вдольберегового потока ($30\text{--}40^\circ$ с.ш.), у побережья Пиренейского полуострова и в центральной части Субтропического антициклонического круговорота.

Аномалии, значимые на 5% доверительном уровне, составляющие 1°C в положительную фазу индекса ССГ и -0.6°C в отрицательную фазу, отмечаются вдоль северной границы Гольфстрима ($50\text{--}65^\circ$ з.д.). Высокие значения аномалий в положительную фазу, при смещении потока к северу связаны с наличием резких градиентов температуры между теплыми водами Гольфстрима и холодными водами Лабрадорского течения в зимние месяцы.

Аномалии вдоль Пиренейского полуострова, значимые на 5% доверительном уровне, составляют $\pm 0.3^\circ\text{C}$. Аномалии в центральной части субтропического антициклонического круговорота (рис. 5.4а,б,д) значимы на 10% доверительном уровне. Их величина составляет 0.25°C в положительную фазу индекса ССГ и -0.4°C – в отрицательную фазу.

Направление скорости течений при разных фазах ССГ. В направлениях скорости течений осредненных полей, полученных для каждой из фаз индекса ССГ, имеются различия, как показано на рис. 5.5.

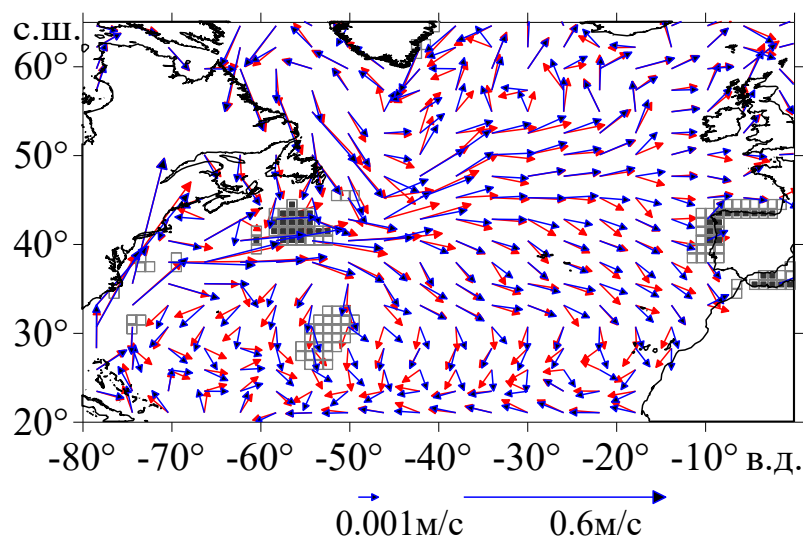


Рисунок 5.5 – Поле поверхностных течений при разных фазах ССГ (положительная фаза – красный цвет, отрицательная – синий). Черными квадратами отмечены районы, в которых аномалии ТПО значимы на 5% доверительном уровне, белыми квадратами – на 10% по [Крашенинникова и др., 2020]

Заметные изменения наблюдаются в области субтропического антициклонического круговорота, между 20° и 30° с.ш., где направление скорости течения изменяется с юго-восточного в отрицательную фазу на юго-западное – в положительную. В районе ответвления Португальского течения от Северо-Атлантического течения направление скорости течений в положительную фазу по сравнению с отрицательной изменяется с северо-восточного на юго-восточное, а в области ответвления Азорского течения от Гольфстрима – с восточного на юго-восточное направление. Таким образом, в положительную фазу индекса ССГ в районе восточнее и севернее Гольфстрима увеличивается перенос тепла в восточном направлении, что может сопровождаться возникновением положительных аномалий температуры у берегов Пиренейского полуострова. В отрицательную фазу увеличивается перенос в северо-восточном направлении.

Полученные результаты хорошо согласуются с результатами [Dong, Kelly, 2004; Dvoryaninov et al., 2016]. По данным альтиметрических измерений проанализированы режимы смещения северного субполярного фронта на декадных временных масштабах в соответствии с изменениями индекса Североатлантического

колебания [Dvoryaninov et al., 2016]. Показано, что при смещении Гольфстрима к югу сегмент субполярного фронта, проходящий по восточной границе Северо-Атлантического течения, смещается к западу, что указывает на увеличение переноса теплых вод на север. При смещении Гольфстрима к северу фронт смещается к востоку, что сопровождается уменьшением переноса теплых вод на север. Эти два режима хорошо согласуются с распределением скорости течений при двух фазах индекса ССГ (рис. 5.5).

В работе [Dong, Kelly, 2004] при исследовании бюджета тепла в районе Гольфстрима показано, что в режиме более интенсивного и «вытянутого» (“*elongated*”) в зональном направлении Гольфстрима (что соответствует положительной фазе ССГ) происходит увеличение переноса тепла на восток и наблюдаются положительные аномалии поверхностной температуры в субтропическом антициклоническом круговороте (рис. 5.4б, рис. 5.5). В режиме «сжатого» (“*contracted*”) Гольфстрима (что соответствует отрицательной фазе ССГ) в субтропическом антициклоническом круговороте наблюдаются отрицательные аномалии температуры (рис. 5.4г, рис. 5.5).

Долговременная изменчивость скорости течений и ТПО в районах со значимыми аномалиями. Для более подробного анализа межгодовой изменчивости аномалий скорости течений и ТПО были выбраны следующие четыре района (отмечены буквами на рис. 5.4д, е). Район А ($39\text{--}40^\circ$ с.ш., $60\text{--}65^\circ$ з.д.) – для анализа изменчивости скорости и температуры в районе среднего широтного положения северного участка Гольфстрима (рис. 5.4д). Районы В, С, D – районы со значимыми аномалиями скорости течений и ТПО. В районе В ($41\text{--}43^\circ$ с.ш., $55\text{--}57^\circ$ з.д.) рассматривалась изменчивость скорости течений и ТПО на северной границе Гольфстрима (рис. 5.4д, е). В центре субтропического антициклонического круговорота – район С ($29\text{--}31^\circ$ с.ш., $51\text{--}53^\circ$ з.д.) и у северной границы Пиренейского полуострова – район D ($43\text{--}44^\circ$ с.ш., $4\text{--}7^\circ$ з.д.) рассматривалась изменчивость ТПО (рис. 5.4е).

Статистические характеристики рядов аномалий скорости и ТПО, корреляции с индексом САК (табл. 5.1) рассчитывались по всей длине имеющихся рядов 1958–

2017 гг., корреляции с индексом ССГ – для периода 1966–2014 гг. Анализ временных рядов показывает наличие значительных межгодовых вариаций скорости и температуры в январе–феврале в указанных районах на рис. 5.6, табл. 5.1.

Вариации скорости на северной границе Гольфстрима (район В) превышают изменчивость в самом течении (район А) (табл. 5.1). Наибольшая изменчивость температуры также отмечается на северной границе Гольфстрима (район В). Размах аномалий модуля скорости и температуры в районе В достигает $0.06 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и 4°C соответственно. Такой размах изменчивости температуры воды может существенно сказываться на изменениях биологических сообществ [Huntley, Lopez, 1992; Davis et al., 2017], а также отражаться на региональном климате [Kuwano-Yoshida et al., 2010]. В центре субтропического антициклонического круговорота (район С) и у северных берегов Пиренейского полуострова (район D) размах температуры меньше в 2 раза и составляет соответственно 2.4°C и 2.6°C . Отметим, что значения средних аномалий, полученных по данным 1958–2017 гг. (табл. 5.1), превышают значения на рис. 5.3а–г, полученные по более короткому временному ряду 1966–2010 гг.

Таблица 5.1 – Статистические характеристики временных рядов средних аномалий скорости и температуры в районах А, В, С и D

[Крашенинникова и др., 2020]

	Аномалии V , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$		Аномалии ТПО, $^\circ\text{C}$		
	А	В	В	С	D
СКО	0.017	0.024	1.16	0.54	0.69
<i>Max</i>	0.043	0.039	2.26	1.31	1.40
<i>Min</i>	–0.033	–0.069	–2.79	–1.10	–1.24
среднее (аномалии>0)	0.020	0.029	1.40	0.67	0.50
среднее (аномалии<0)	–0.015	–0.025	–1.01	–0.51	–0.63
Корреляция с индексом ССГ	0.51 (0.44*)	0.56 (0.47*)	0.50 (0.40*)	0.53 (0.37*)	0.48 (0.30*)
Корреляция с индексом САК	0.60 (0.51*)	0.61 (0.45*)	0.40 (0.17*)	0.53 (0.35*)	0.50 (0.24*)

Примечание. Звездочкой обозначены корреляции для рядов с удаленным трендом

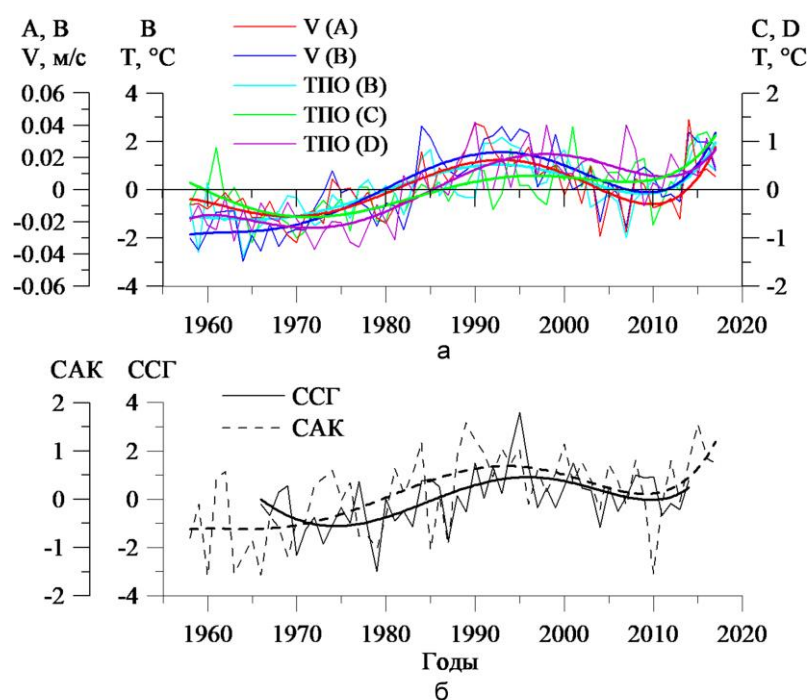


Рисунок 5.6 – Межгодовая изменчивость аномалий скорости течений и температуры воды в районах А–D (рис. 5.4 д,е) (а) и климатических индексов ССГ и САК (б) [Крашенинникова и др., 2020]. Жирные кривые – полиномиальные тренды 5-го порядка

Для анализа низкочастотных колебаний скорости течений и ТПО, характеризующих тенденции долговременной изменчивости, временные ряды в указанных районах сглаживались полиномами 5-го порядка (рис. 5.6). В северной части Гольфстрима (район А) и на его северной границе (район В) происходило уменьшение температуры воды и скорости течений с 1960-х гг. до начала 1980-х гг. и с середины 2000-х гг. до середины 2010-х гг. Увеличение температуры и скорости течений отмечалось с начала 1980-х до середины 2000-х гг. и в конце рассматриваемого временного периода. По данным спутниковых альтиметрических измерений за 1993–2015 гг. отмечаются аналогичные долговременные тенденции изменчивости скорости в Гольфстриме и изменений его меридионального положения.

Временная изменчивость аномалий скорости и ТПО в указанных районах имеет значимую положительную прямую корреляцию с индексом ССГ. В районе северной границы Гольфстрима (район В) она максимальная и составляет 0.56 (табл.

5.1). Коэффициенты корреляции (r) между индексом ССГ и скоростью течений в районе А, а также температурой в районах В и С превышают 0.5. Аномалии скорости на северной границе (район В) имеют положительную связь ($r = 0.76$) со скоростью течения в самом Гольфстриме (район А), то есть смещения северной границы происходят при увеличении скорости в Гольфстриме.

Ряды аномалий температуры воды и скорости течений в указанных районах, а также индексы САК и ССГ имеют положительные тренды. Вклады дисперсий, вносимые трендами в суммарную дисперсию исходных рядов индексов САК и ССГ, равны 24 и 26% соответственно, скорости течений – 14% (район А) и 34% (район В), температуры поверхности океана – 30% (районы В и С) и 50% (район D). Таким образом, тренды вносят существенный вклад в суммарную дисперсию, поэтому после удаления трендов корреляции уменьшаются (табл. 5.1).

После удаления трендов коэффициенты корреляции температуры с индексом ССГ во всех районах со значимыми аномалиями (районы В, С, D) превышают значения корреляции с индексом САК (табл. 5.1). В стрежне Гольфстрима (районе А) корреляция скорости течения с индексом САК превышает корреляцию с индексом ССГ.

Для установления статистических связей вычислялись коэффициенты корреляции r между временными рядами аномалий модуля и компонент скорости течений, ТПО с индексами САК в каждом узле сетки для каждого месяца. Результаты приводятся за январь–февраль, для которых были получены наиболее высокие значения корреляций с индексами САК: экстремально положительными (1984, 1989, 1990, 1993, 1995, 2000, 2005, 2008, 2012, 2014, 2015) и экстремально отрицательными (1960, 1963, 1964, 1966, 1969, 1977, 1978, 1979, 1985, 1987, 2010) значениями индекса САК.

Положительные связи ТПО и САК отмечаются в западной части субтропического круговорота ($r > 0.5$), в районе Бискайского залива и в Северном и Средиземном морях. Отрицательные связи выделяются в центре Субполярного круговорота и у западного побережья Африки в районе Канарского апвеллинга ($r = -0.5 \dots -0.4$) (рис. 5.7а).

Увеличение модуля скорости поверхностных течений в положительную фазу САК ($r = 0.5–0.7$) отмечается в районах Лабрадорского, Восточно-Гренландского, Норвежского течений, зональной части Гольфстрима, Северном пассатном течении. Отрицательная связь модуля скорости течений с САК ($r = -0.7...-0.5$) наблюдается в субполярной области и в восточной части субтропического круговорота в виде полосы вдоль 30° с.ш. (рис. 5.7б).

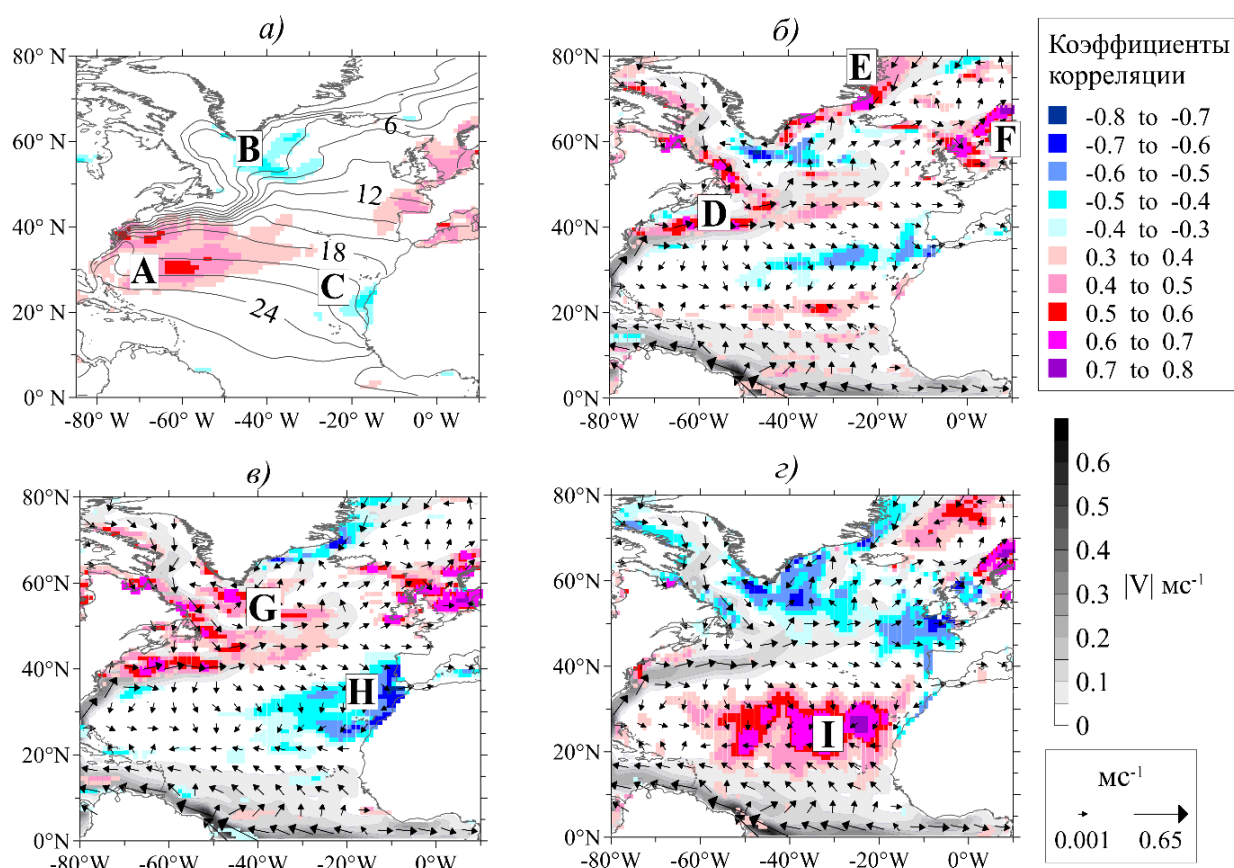


Рисунок 5.7 – Пространственное распределение коэффициентов корреляций аномалий температуры поверхности океана (а), модуля скорости (б), компонент скорости поверхностных течений u (в) и v (г) с индексом САК в январе–феврале. Фон – среднемноголетние за январь–февраль изолинии температуры (а) и скорость, модуль скорости течений (б–г). Буквами А–І обозначены области, в которых рассматривались межгодовые изменения характеристик (табл. 5.2)

[Крашенинникова и др., 2025]

В Гольфстриме и Северо-Атлантическом течениях, а также к северу от них в субполярной Атлантике при увеличении индекса САК возрастают зональные компоненты скорости, направленные на восток (рис. 5.8а). Кроме того, в этом потоке присутствует слабый положительный тренд. В тоже время меридиональный перенос на север, преобладающий в средних полях скорости за январь-февраль (рис. 5.8), ослабевает и имеет значимый отрицательный тренд (рис. 5.8б). В восточной части субтропической зоны, куда распространяются воды ветвями Гольфстрима – Азорским и Канарским течением, ситуация обратная. Здесь преобладающий в средних полях перенос вод в восточном–юго-восточном направлении ослабевает (рис. 5.8в,г).

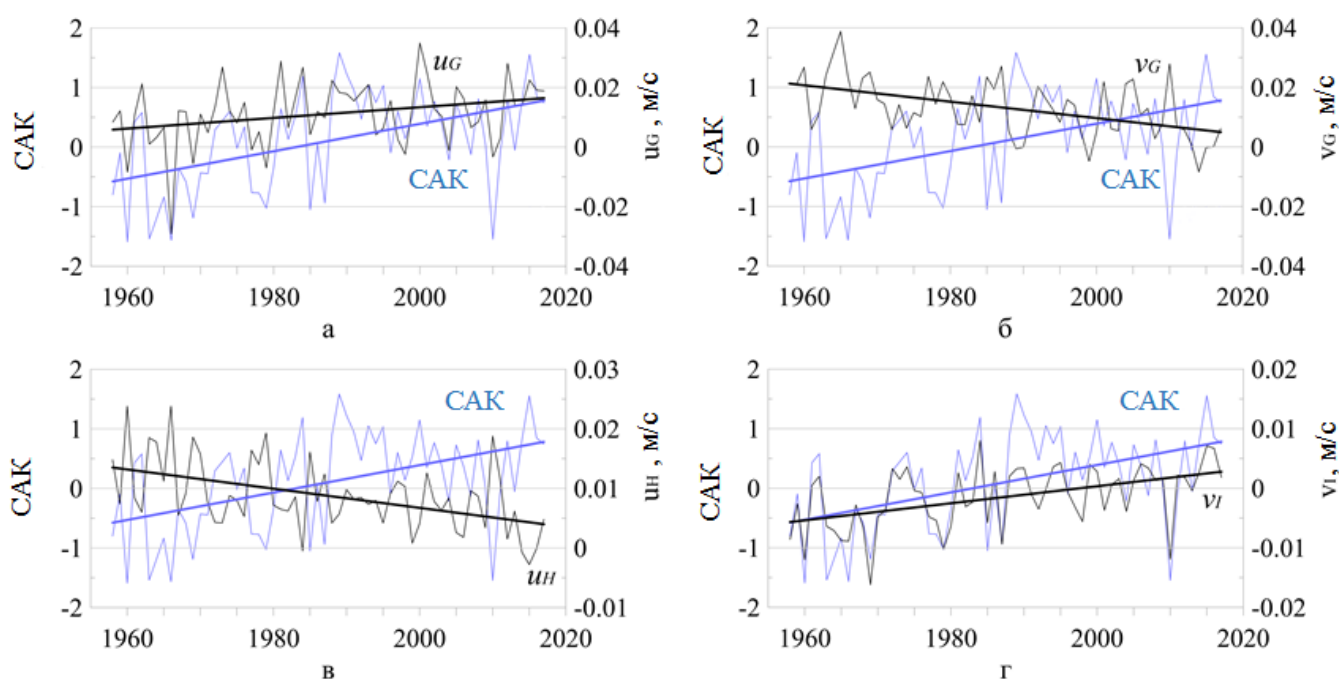


Рисунок 5.8 – Осредненные зональная u ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) (а, в) и меридиональная v ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) (б, г) компоненты скорости поверхностных течений в субполярной области (район G) (а, б) и субтропической области (в районах H, I) (в, г) в сравнении с индексом САК.

Жирные линии – линейные тренды [Крашенинникова и др., 2025]

Для указанных районов А–І (рис. 5.7, табл. 2.1) с высокими корреляциями между температурой воды, скоростями течений и индекса САК в Северной Атлантике были рассчитаны средние для этих районов концентрации хлорофилла–*a* по спутниковым данным (рис. 5.9) и проанализирована их межгодовая динамика и линейные тренды за январь-февраль 1998–2017 гг.

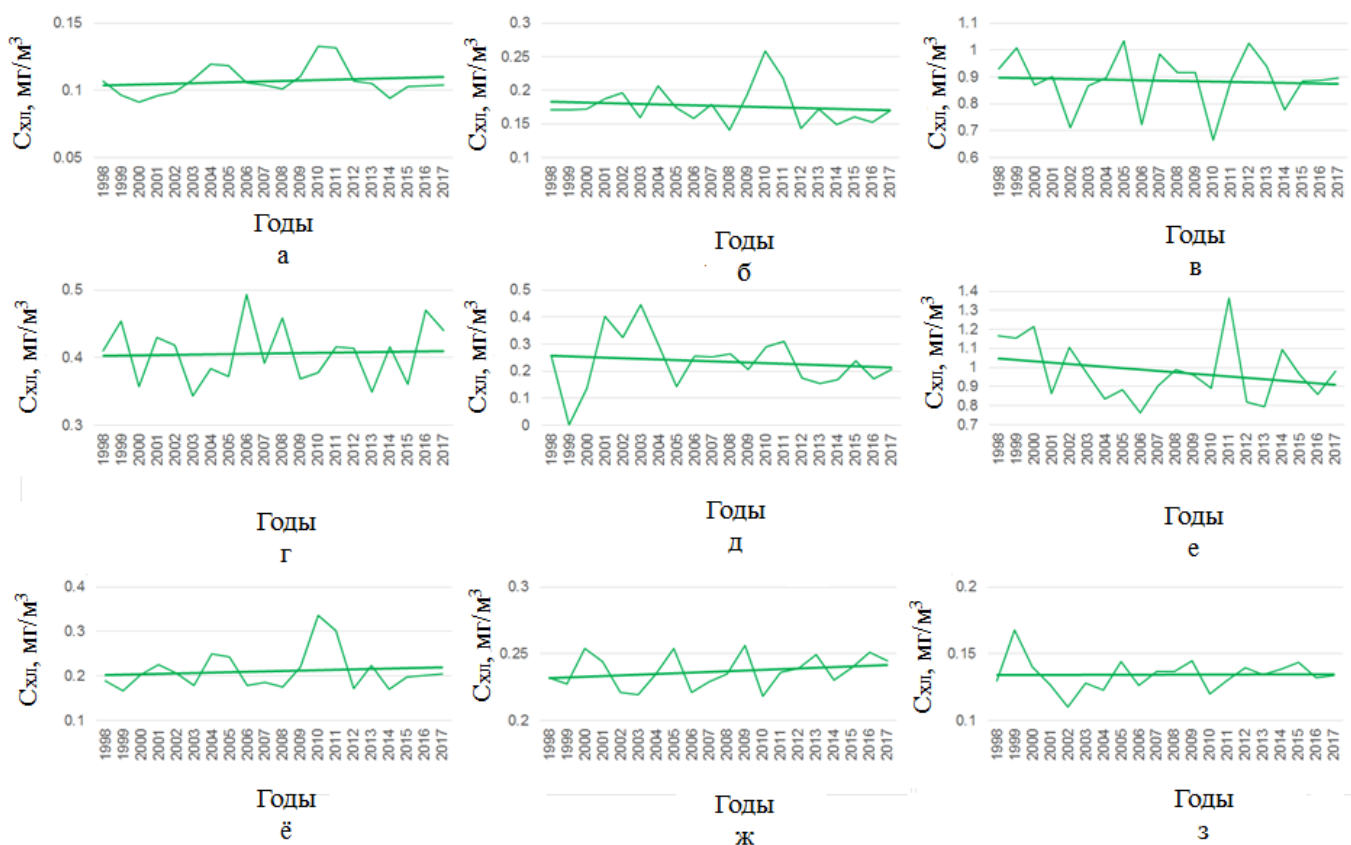


Рисунок 5.9 – Межгодовая динамика концентраций хлорофилла–*a* (C_{chl}), осредненных в районах А (а), В (б), С (в), D (г), Е (д), F (е), G (ё), Н (ж), I (з) со значимыми корреляциями между аномалиями температуры воды, скоростями течений и САК в Северной Атлантике по спутниковым данным за январь-февраль 1998–2017 гг. [Крашенинникова и др., 2025] Линии – линейные тренды

Зональная компонента скорости имеет значимый отрицательный тренд в зоне Канарского апвеллинга (районе Н), характеризующийся увеличением концентрации хлорофилла–*a* (рис. 5.9ж). То есть, при максимальных положительных значениях САК происходит усиление системы течений Гольфстрима-Североатлантическое в

восточном направлении, а также усиление Канарского апвеллинга (уменьшение температуры воды в районе Н), что приводит к высокой биологической продуктивности вод, проявляющейся в увеличении концентрации хлорофилла-*a*, у побережья западной Африки. Меридиональная компонента скорости, направленная на юг большую часть рассматриваемого периода, ослабевает с увеличением индекса САК, и наоборот – усиливается с его уменьшением. В выделенном районе I в межгодовой изменчивости меридиональной компоненты скорости течений присутствует значимый положительный тренд ($\Delta v_I = 0.01 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) (табл. 5.1, 5.2).

Таблица 5.2 – Коэффициенты корреляции (*r*) между индексом САК и средними значениями температуры воды *T*, скорости *V* и компонент скорости *u* и *v* в районах А–I. Расчет прироста трендов ($\Delta \text{САК}$, ΔT , °C, ΔV , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$, Δu , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$, Δv , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) в выделенных районах (табл. 2.1) за 1958–2017 гг. [Крашенинникова и др., 2025]

	САК	T_A	T_B	T_C	V_D	V_E	V_F	u_G	v_G	u_H	v_I
САК	1	0.61	-0.51	-0.48	0.73	0.73	0.67	0.73	-0.75	-0.82	0.85
Δ	1.36	1.05	-0.39	-0.48	0.04	0.05	0.01	0.01	-0.02	-0.01	0.01

При положительном индексе САК происходит увеличение переноса вод Гольфстрима и вод в субполярной области в восточном направлении, о чем свидетельствуют положительные корреляции зональной компоненты скорости течений в (регионе G) с индексом САК (табл. 5.2). То есть в периоды с положительным САК увеличивается скорость в Гольфстриме и возрастает перенос теплых вод Северо-Атлантическим течением в направлении Бискайского залива и южной части Европейской Арктики. В эти периоды усиливаются градиенты ТПО в Северо-Атлантическом течении, бассейне Ирмингера и к востоку от Шетландских островов и наблюдаются положительные аномалии температуры в субполярном регионе. Происходит смещение субполярного фронта на восток [Flatau et al., 2003]. Перенос вод Азорским течением ослабевает. Кроме того, усиление азорского антициклона сопровождается усилением ветров вдоль африканского побережья, приводящих к усилению Канарского апвеллинга. Отрицательная связь температуры

и индекса САК в районе Канарского апвеллинга отмечается в работах [Santos et al., 2005; Georg et al., 2023], что подтверждается результатами работы [Крашенинникова и др., 2025; Шокурова и др., 2025] в (районе С) (табл. 5.2).

Перенос холодных вод Восточно-Гренландским течением также усиливается при положительном САК, что подтверждает отрицательная связь с зональной компонентой скорости, направленной на запад в регионе Е (табл. 5.2). Отрицательные корреляции с меридиональной компонентой скорости, направленной на север, показывают ослабление переноса вод в северном направлении в субполярной области в положительную фазу САК [Dickson et al., 2000]. Ослабление переноса теплых вод Гольфстрима на север и усиление переноса из Арктики может способствовать поддержанию холодной аномалии в субполярной Атлантике. Влияние САК на ТПО в субполярном регионе более тесно связано с меридиональным потоком, а в субтропическом регионе – с зональным потоком [Slonosky, Yiou, 2002].

Установлена значимая отрицательная связь концентрации хлорофилла–*a* и индекса САК в регионах А, В, F, I, положительная – в регионе G, H (табл. 5.3).

Таблица 5.3 – Коэффициенты корреляции (*r*) между индексом САК и средними значениями концентрации хлорофилла–*a* ($C_{\text{хл}}$, мг·м⁻³) в районах А–I. Расчет разницы САК, $C_{\text{хл}}$ за 2010–2017 и 1998–2009 гг. (Δ) в выделенных районах (табл. 2.1) за январь–февраль 1998–2017 гг. [Крашенинникова и др., 2025]. Жирным выделены значимые значения корреляции

	САК	$C_{\text{хлA}}$	$C_{\text{хлB}}$	$C_{\text{хлC}}$	$C_{\text{хлD}}$	$C_{\text{хлE}}$	$C_{\text{хлF}}$	$C_{\text{хлG}}$	$C_{\text{хлH}}$	$C_{\text{хлI}}$
САК	1	–0.69	–0.78	0.27	0.17	0.15	–0.69	0.34	0.36	–0.69
1998–2009	0.41	0.10	0.18	0.90	0.41	0.98	0.20	0.24	0.13	0.10
2010–2017	0.38	0.11	0.18	0.87	0.41	0.97	0.23	0.24	0.13	0.11
Δ	–0.03	0.01	0.00	–0.03	0.00	–0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
2010–2023	0.59	0.11	0.17	0.89	0.42	1.07	0.21	0.24	0.14	0.11
Δ	0.18	0.00	–0.01	–0.01	0.01	0.09	0.01	0.00	0.01	0.01

Распределение разности между ТПО, полученной осреднением в годы с экстремально-высокими положительными и экстремально-низкими отрицательными значениями индекса САК имеет зональный характер (рис. 5.10). Увеличение ТПО на 2.2°C при положительных значениях САК происходит в районе Северной стены Гольфстрима и Северо-Атлантического течения и районе южной части Северного моря, уменьшение ТПО на 0.6°C – в центре Северного субполярного циклонического круговорота, а также в зоне Канарского течения в прибрежной акватории западной Африки.

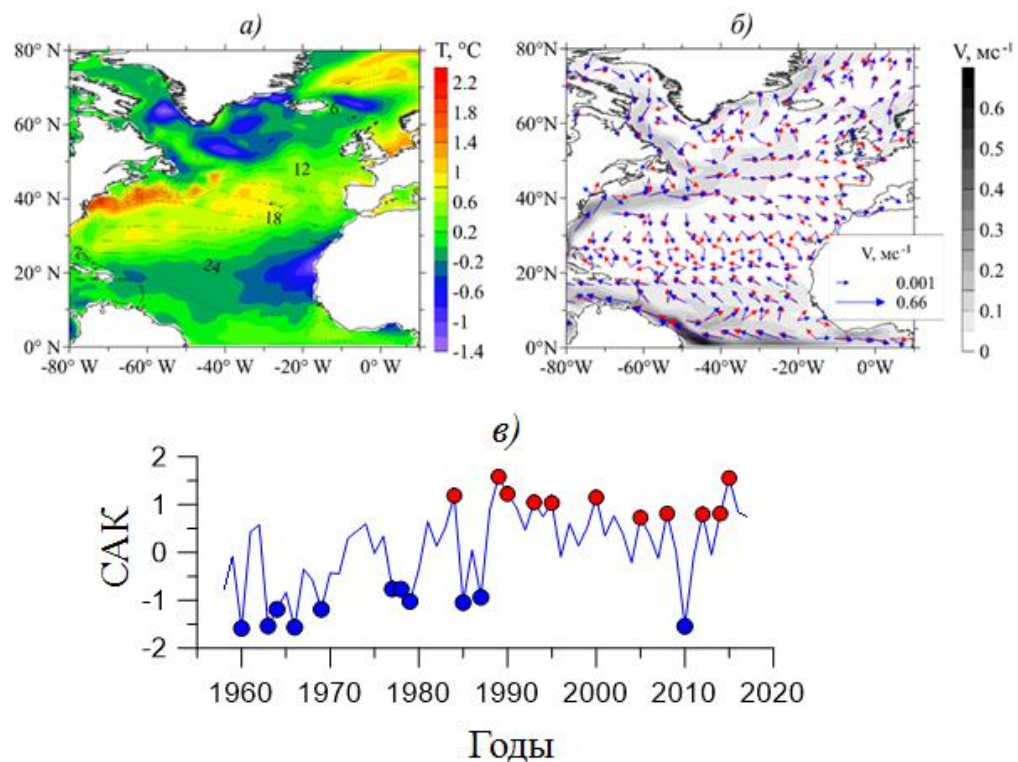


Рисунок 5.10 – Разность между температурой (а) и направлениями течений (б), осредненных в годы с экстремально-положительными (1984, 1989, 1990, 1993, 1995, 2000, 2005, 2008, 2012, 2014, 2015) и экстремально-отрицательными (1960, 1963, 1964, 1966, 1969, 1977, 1978, 1979, 1985, 1987, 2010) значениями индекса САК (в). Фон – изолинии среднемноголетних за январь-февраль поверхностной температуры (а), модуля скорости поверхностных течений по реанализу ORAS4 (б). Красные и синие стрелки – при положительных и отрицательных САК соответственно

[Крашенинникова и др., 2025; Шокурова и др., 2025]

Хорошо видно изменение направления скорости течения Гольфстрим с северо-восточного в годы с отрицательными значениями на восточное – в годы с положительными значениями Североатлантического колебания.

Полученное распределение коэффициентов корреляции температуры с индексом САК хорошо соответствует трехпольной структуре первой моды ТПО в Северной Атлантике и подтверждает полученные ранее результаты по более коротким рядам данных [Rodwell et al., 1999]. Положительные корреляции зональной компоненты скорости и индекса САК наблюдаются в Гольфстриме, Лабрадорском, Северо-атлантическом и Норвежском течениях в настоящей работе. С индексом САК и температурой также получены положительные корреляции над Европой и Саргассовым морем и отрицательные корреляции над северо–западной Африкой и регионом Гренландии / Лабрадорского моря [Slonosky, Yiou, 2002].

Положительные значения ТПО в субтропическом круговороте в положительную фазу САК связаны с усилением Азорского антициклона и интенсификацией субтропического круговорота [Нестеров, 2013]. Отрицательные значения коэффициента корреляции температуры и индекса САК в субполярной Атлантике соответствуют району многолетних отрицательных аномалий [Wanner et al., 2001; Сухонос, Дианский, 2020], проявляющихся в положительную фазу САК. Доминирующая положительная фаза САК с конца 80-х гг. XX в. приводит к тому, что отрицательная аномалия ТПО в этом районе присутствует в картах многолетних трендов [Li et al., 2022].

В работе анализировалось пространственное распределение приростов линейных трендов температуры воды, модуля и зональной, меридиональной компонент скорости течений в Северной Атлантике за январь-февраль 1959–2017 гг. (рис. 5.11). Полученные результаты, подтверждают, что продолжительные тенденции в изменчивости направлений скоростей течений, связанные с САК, вносят также вклад в изменение климата в Арктике.

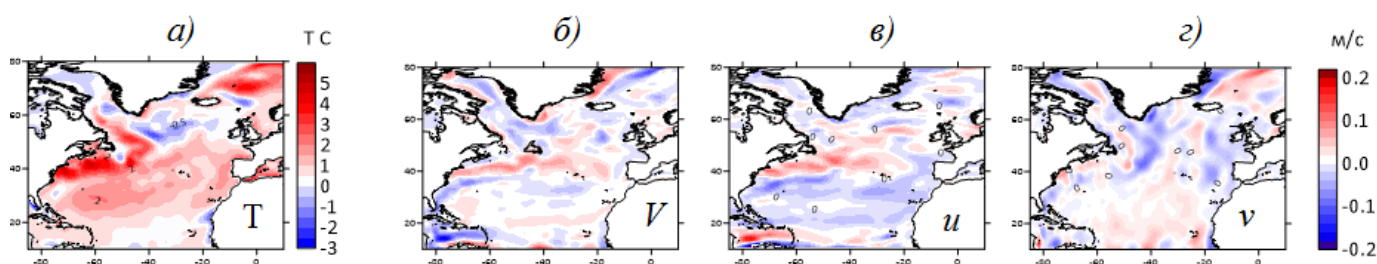


Рисунок 5.11 – Пространственное распределение приростов линейных трендов температуры поверхности океана (а), модуля скорости (б), компонент скорости поверхностных течений u (в) и v (г) по реанализу ORAS4 в январе–феврале 1959–2017 гг. [Шокурова и др., 2025]

Североатлантическое колебание способствовало существенному уменьшению ТПО со скоростью $-0.39 (\pm 0.23)$ K/столетие за период 1900–2020 гг. в районе субполярного круговорота [Fan et al., 2023]. Это охлаждение субполярного региона получило название «североатлантическое холодное пятно» [Fan et al., 2023]. То есть крупномасштабная атмосферная циркуляция могла играть не менее важную роль в охлаждении субполярного региона, чем циркуляции океана, включая замедление меридиональной термохалинной циркуляции.

Таким образом, тепло южных широт, приносимое водами Гольфстрима и Северо-атлантического течения, в годы с положительными значениями индекса САК распространяется в восточном – северо-восточном направлении в район южной части приатлантической Арктики и далее на восток и север. Это согласуется с ранее полученными результатами о высокой корреляции между температурой в Баренцевом море и температурой ($r=0.86$) и скоростью ($r=0.75$) в Гольфстриме [Крашенинникова и др., 2022].

5.2 Изменчивость компонентов планктона в условиях климатических колебаний в Северной Атлантике.

Существует временная неустойчивость связей между физическими факторами и гидробиологическими параметрами [Кровнин, 2020]. Эта неустойчивость часто проявляется при смене климатических режимов, когда меняется либо сам ведущий фактор или степень его воздействия на состояние биологического объекта. При разработке долгосрочных прогнозов состояния запасов водных биоресурсов делается акцент на использование ритмичности климатических изменений, например, на уровень улова массовых видов рыб [Кровнин, 2020]. Однако прослеживаются нарушения этих связей, в связи с чем предсказания изменений о состоянии промысловых запасов часто не оправдываются. В работе [Sailley et al., 2025] демонстрируется региональная неоднородность реакции 18 ключевых промысловых видов рыб в семи европейских морях — от Средиземноморья до Арктики на климатические изменения и важность использования мульти-модельного подхода для прогнозирования. Изменения на уровне видов, вероятно, будут иметь последствия на уровне экосистем.

Режимный сдвиг в морской экологии – это «постоянный радикальный сдвиг в типичных уровнях обилия или продуктивности множества важных компонентов экосистемы, происходящий на множестве трофических уровнях и в географическом масштабе, который является региональным; сдвиги распределения планктона также часто являются характеристикой режимных сдвигов. Сдвиги в режиме экосистемы часто связаны с воздействием климата, но могут также происходить из-за антропогенного воздействия, такого как интенсивное рыболовство или антропогенное загрязнение.

1920-е – 1930-е гг. (и до 1960-х гг.): наиболее значительный режимный сдвиг XX века в Северной Атлантике. Этот период характеризовался потеплением северной части Северной Атлантики [Drinkwater, 2006], усилением адвекции теплых атлантических вод в северные регионы. Причем в северных районах потепление продолжалось вплоть до 1950-х и 1960-х гг. Самые большие изменения произошли к

северу от 60 °с.ш. [Polyakov et al., 2010]. Потепление и усиление циркуляции способствовали поступлению питательных веществ. Это потепление было связано с атмосферными изменениями, вызывающими увеличение переноса тепла из низких широт в высокие. Действительно, усиление южных ветров переносило теплый воздух в северную часть Северной Атлантики. Исландская депрессия была расположена восточнее, чем обычно в 1930-х гг., в результате чего северная часть Европы впоследствии согревалась ветрами с юго-востока [Overland et al., 2004]. Это резко контрастирует с ее обычным потеплением с юго-запада, связанным с положительной фазой Североатлантического колебания.

Тренды гидрологических параметров водной среды, вызванные САК, напрямую влияют на биоту [Beaugrand et al., 2002; Friedland et al., 2009]. В некоторых районах отмечалось увеличение продукции фитопланктона. Происходило увеличение продукции зоопланктона в ответ на рост фитопланктона. При многолетнем положительном тренде САК происходили значительные широтные сдвиги на север в ареалах обитания каляноидных веслоногих рачков (копепод) [Beaugrand et al., 2002], лосося [Friedland et al., 2009]. Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО) является более тесно связанным индексом климатического воздействия, чем САК в отношении пополнения популяции лосося [Friedland et al., 2009]. Температура поверхности моря повысилась в северо-восточной части Атлантического океана, при этом характер и сезонные изменения ТПО отрицательно коррелировали с выживаемостью лосося летом и в регионе, который пространственно совпадает с постсмолтовым нагулом. Произошло северное смещение ареалов бореальных видов рыб (треска, пикша, сельдь) и отступление холодноводных видов (мойва). Бореальными называются умеренные воды, которые отличаются сезонными колебаниями температуры 0–12 °С в Атлантике. Этот период характеризовался появлением новых нерестилищ, увеличением биомассы и пополнения промысловых видов (треска, сельдь) во многих регионах северной части Северной Атлантики благодаря улучшению условий роста и усилению вертикального перемешивания вод.

Период конца 1980-х–1990-е гг. (сдвиги ~1986/1987 г.). В эти периоды происходило заметное повышение температуры воды, совпавшее со снижением численности североатлантического лосося и изменениями в планктоне. Причинами этого являлось глобальное потепление и естественная междесятилетняя изменчивость (например, положительная фаза САК, холодная фаза АМО в 1970–1980-е гг.).

Происходили биогеографические сдвиги – перемещение видовых сообществ фитопланктона на север со скоростью до 21–23 км/год¹. Также менялся размерный состав фитопланктона: в более теплых условиях часто увеличивалась доля мелких пико- и нанофитопланктонных групп (цианобактерии, пикозукариоты) по сравнению с крупными диатомовыми водорослями, что влияло на эффективность экспорта углерода. В олиготрофных субтропических районах (Канарская система) в теплые годы позднезимнее цветение подавлялось, приводя к доминированию мелких клеток фитопланктона. Отмечалось сокращение численности основных видов зоопланктона, таких как холодноводный *Calanus finmarchicus*, и увеличение численности теплолюбивых видов. Происходили резкие биогеографические сдвиги сообществ каланоидных копепод [Beaugrand et al., 2002]. В теплые годы в субтропиках наблюдалась неожиданно высокая биомасса мезозоопланктона, что объяснялось перестройкой трофических цепей. Уменьшение среднего размера особей зоопланктона. Продолжение тенденции к смещению ареалов ихтиопланктона на север. Снижение численности некоторых видов (например, лосося) из-за повышенной смертности в океане, связанной с температурой. Проявлялось совместное воздействие потепления и перелова на запасы рыбы (например, трески).

Период 90-е по 2017 гг. (~1997/1998 г.). Этот период сопровождается теплой фазой АМО и уменьшением САК в 1990–2010 гг. и увеличением САК в 2010–2017 гг. Этот период характеризуется продолжающимся глобальным потеплением океана, усилением ураганов, изменениями в осадках в Европе и Северной Америке. В этот период, происходит смещение на север планктона и рыб. Концентрация хлорофилла-*a* увеличивалась за 1998–2017 гг. в районе Гольфстрима-Североатлантического течения, в районе Канарского апвеллинга, центре Северного

субполярного циклонического круговорота, и уменьшалась в районе Западно-Гренландского, Норвежского и Португальского течений [Крашенинникова и др., 2025].

В целом в тропической Атлантике внутригодовой цикл концентрации хлорофилла-*a* характеризуется максимумом летом (в июле-августе) и вторичным меньшим максимумом зимой (в декабре-январе), а также в зоне экваториального апвеллинга и Гвинейского залива, с одним максимумом – в июне-июле в районе выноса р. Амазонка за 1998–2023 гг. (См. **Приложение Г**). То есть, концентрация хлорофилла-*a* характеризуется 1–2 максимумами сезонного цикла (летом или зимой), в зависимости от района исследования в тропической Атлантике. Также не произошло значимых изменений концентрации хлорофилла-*a* в регионе тропической Атлантики за 1998–2023 гг., исключение составляют район Гвинейского залива, где выделена значимая отрицательная тенденция концентрации хлорофилла-*a* и район выноса реки Амазонка, где была выделена ее положительная тенденция (См. **Приложение Г**).

Согласно прогнозам [Sailley et al., 2025], потепление и изменение уровня вторичной продуктивности ведут к сокращению некоторых запасов (норвежская и баренцева сельдь) и увеличению других (анчоус Бискайского залива), что согласуется с другими крупномасштабными моделями [Peck, Pinnegar 2018; Tittensor et al., 2021], в которых сообщается о сокращении биомассы рыбы и миграции целевых районов промысла к полюсам.

Таким образом, режимные сдвиги в Северной Атлантике являются сложным интегральным откликом экосистемы на климатические воздействия. Если сдвиг середины XX века был в основном связан с естественной изменчивостью и привел к повышению продуктивности, то современный сдвиг, усиленный антропогенным потеплением, ведет к глубокой перестройке структуры экосистем – сдвигу к доминированию более мелких, теплолюбивых видов и дестабилизации традиционных рыбопромысловых систем. Понимание взаимодействия индексов АМО, САК, ССГ и глобальных тенденций обилия компонентов планктона

критически важно для прогнозирования будущих изменений и управления морскими ресурсами.

5.3 Влияние гидрометеорологических факторов на межгодовую изменчивость обилия фитопланктона и концентрации хлорофилла-*a* в акватории Севастополя и Карадага

Межгодовая изменчивость биотических и абиотических параметров в районе Севастополя весной. Межгодовая динамика и средние значения биомассы фитопланктона, а также концентрации хлорофилла-*a*, температуры воды и воздуха, скорости ветра разного направления, повторяемости ветра в акватории г. Севастополя (Регион 1) представлены на рис. 5.12.

Для выявления наиболее значимых факторов, объясняющих соответствующие изменения численности фитопланктона, применялся анализ главных компонент (АГК). Для района Севастополя двумерная корреляционная диаграмма включала факторы силы и повторяемости всех направлений ветра, температуры (рис. 5.13).

Вклад первых двух основных компонент составляет 70.8% изменчивости гидрометеорологических параметров, влияющих на биомассу фитопланктона и концентрацию хлорофилла-*a*. Анализ *PCA* показал положительное влияние скорости северного ветра и скорости юго-западного ветра. Многомерный регрессионный анализ *ANOVA* выявил значительное кумулятивное влияние скорости юго-западного ветра, скорости северного ветра и температуры на биомассу фитопланктона ($p < 0.01$) и концентрации хлорофилла-*a* ($p < 0.05$) в Регионе 1.

В Регионе 1 биомасса фитопланктона варьировала от 65.0 до 514.4 мг·м⁻³ при среднем значении 178.2 ± 162.9 мг·м⁻³, а хлорофилла-*a* – от 0.6 до 1.6 мг·м⁻³, в среднем 1.00 ± 0.35 мг·м⁻³. Высокий коэффициент корреляции ($r = 0.77$) между изменчивостью концентрации хлорофилла-*a* и биомассы фитопланктона подтверждает достоверность данных (рис. 5.12а, б).

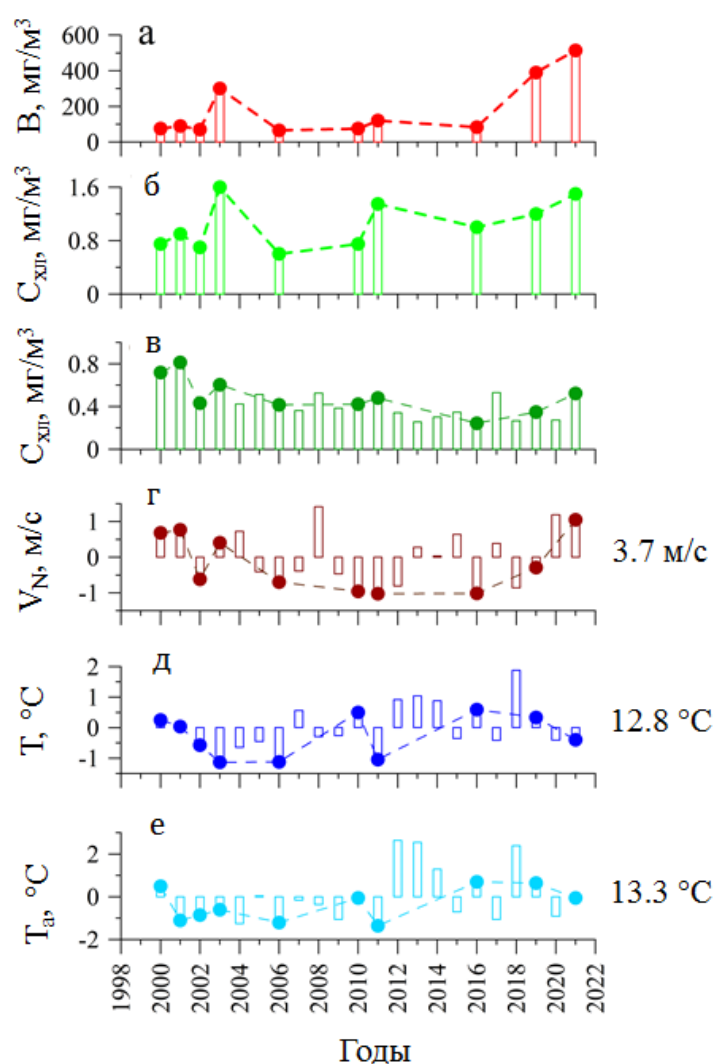


Рисунок 5.12 – Межгодовая изменчивость средней биомассы фитопланктона (а) и концентрации хлорофилла-*а* (б), повторяемости северного ветра (в), отклонений температуры воды (г) и температуры воздуха (д) от средних значений, обозначенных цифрами на графиках справа – в прибрежной зоне под Севастополем весной 2000–2021 гг. [Krasheninnikova et al., 2022]

Высокие значения коэффициентов корреляции получены для изменчивости биомассы и повторяемости северного ветра ($r = 0.85$), осредненных за март–май, а также для изменчивости концентрации хлорофилла-*а* со скоростью юго-западного ветра ($r = 0.83$) и повторяемости северного ветра ($r = 0.79$) осредненные за апрель–май (табл. 5.3, рис. 5.13).

Таблица 5.3 – Коэффициенты корреляции (r) между временными рядами биомассы фитопланктона, концентрации хлорофилла- a и скоростью ветра, повторяемостью в районе Севастополя (жирным шрифтом выделены связи, значимые при 5% доверительной вероятности)

Параметры	Повторяемость северного ветра Март–Май	Скорость северного ветра Апрель–Май	Повторяемость юго-западного ветра	Скорость юго-западного ветра
Биомасса фитопланктона	0.85	0.50	–0.44	0.44
Концентрация хлорофилла- a	0.79	0.33	–0.47	0.83

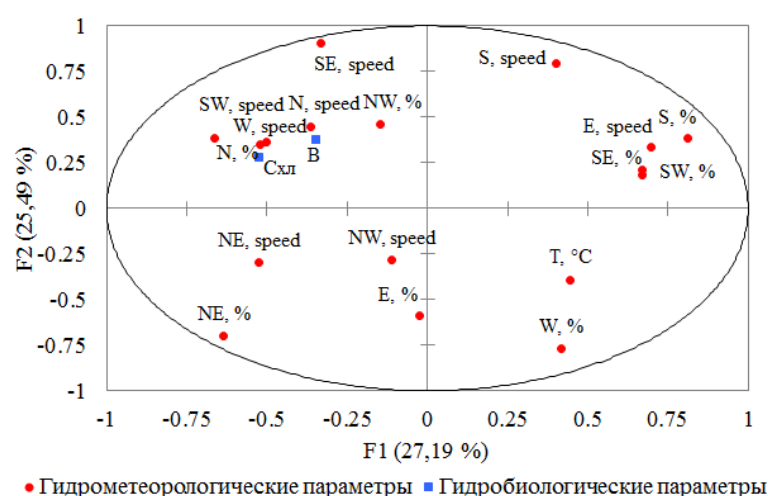


Рисунок 5.13 – Анализ главных компонент факторов влияния на биомассу фитопланктона (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$), концентрацию хлорофилла- a (C_{chl} , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) в районе Севастополя [Krashenninnikova et al., 2022]

Высокие концентрации фитопланктона и хлорофилла- a наблюдаются в основном в годы с низкими температурами воды и воздуха. А между средними температурами воды и воздуха за апрель–май наблюдается высокая положительная связь ($r = 0.88$) (рис. 5.12г, д).

В прибрежной зоне Севастополя северный ветер, находясь вдоль побережья (береговая линия левее направления ветра), сопровождается экмановским апвеллингом [Kämpf, 2017]. Кроме того, северный ветер способствует переносу питательных веществ в Район 1 с эвтрофной северо-западной части шельфа Черного

моря, которые поступают со стоком рек Дунай, Днепр и Днестр [Cociasu, Pora, 2005; Пospelова, Сеничева, 2018]. В нашем исследовании о стимулирующем воздействии скорости северного ветра на показатели фитопланктона косвенно свидетельствует отрицательная корреляция фитопланктона с температурой. В апреле–мае поверхностные воды становятся теплее, чем воды в подповерхностных слоях. Более высокие значения биомассы фитопланктона наблюдались при более низких температурах, что свидетельствует либо о подъеме более холодных подземных вод, либо о перемешивании из-за сильных северных ветров.

Получена высокая положительная корреляция ($r = 0.8$) концентрации хлорофилла-*a* со скоростью юго-западного ветра при слабой отрицательной связи с повторяемостью ветра в этом направлении. Этот ветер не может вызвать прибрежный апвеллинг, так как берег находится справа от направления ветра. Однако, согласно численному моделированию апвеллинга Черного моря и с учетом неоднородности рельефа дна, юго-западный ветер способствует глубоководному апвеллингу вдоль склона шельфа у юго-западного Крыма, который при сильном ветре может достигать поверхности [Иванов и др., 2008].

Межгодовая изменчивость биотических и абиотических параметров в районе Карадага весной. Проведение океанологических исследований в прибрежных акваториях в пределах *Marine protected area (MPA)* является важной экологической задачей и одним из основных инструментов сохранения морского биоразнообразия и биоресурсов. *MPA* предназначены не только для защиты и сохранения флоры и фауны. Карадагский природный заповедник входит в обширную сеть *MPA*. Исследования прибрежной акватории Карадага имеет огромную экономическую и научную ценность, поскольку они незаменимы для сравнительного анализа и исследований экологических процессов в промысловых районах моря.

Фитопланктон и его временная динамика остаются недостаточно изученными в *MPA*, несмотря на его ключевую роль в морских пищевых сетях. Поэтому с целью сохранения биоразнообразия, понимания состояния прибрежной экосистемы и биоресурсного потенциала района Карадагского природного заповедника

необходимы дополнительные исследования динамики фитопланктонного сообщества в условиях изменений гидрометеорологических и химических характеристик вод в разные сезоны [Сеничева, Поспелова, 2015; Krasheninnikova et al., 2022]. Современные временные ряды показателей фитопланктона и сопутствующих абиотических факторов зачастую слишком скудные или короткие, чтобы оценить закономерности изменений в экосистеме в соответствии с воздействиями окружающей среды [Benedetti et al., 2019]. Поэтому исследования показателей фитопланктонного сообщества, основанные на многолетних данных в разные сезоны в акватории Карадага, являются весьма ценными.

Термохалинные характеристики также влияют на распределение и динамику параметров фитопланктона и концентраций хлорофилла-*a* [Brogueira et al., 2007; Senicheva, Pospelova, 2015, 2018; Pouladi et al., 2017; Vajravelu et al., 2018; Cereja et al., 2021; Krasheninnikova et al., 2022, 2024].

На обилие фитопланктона и лимитирующие его развитие концентрации биогенных элементов, в прибрежье Крыма, в том числе, Карадага, могут оказывать влияние скорость и повторяемость ветра, конвективное перемешивание [Mikaelyan et al., 2018; Silkin et al., 2021; Krasheninnikova et al., 2022], сток рек [Yunev et al., 2007] и осадки над морем [Varenik, Kononov, 2021].

Влияние ветро-волновых процессов на изменения количественных показателей и видового состава фитопланктонного сообщества мало изучено [Mikaelyan, 2013]. При этом между скоростью ветра и параметрами волнения существуют прямые корреляционные связи [Divinsky et al., 2020]. На ветровой режим и динамику полей волн в Черном море могут оказывать влияние орографические особенности побережья Крыма [Efimov, Komarovskaya, 2019; Zapevalov, Garmashov, 2021], особенно в районе Карадага. Вместе с тем гидрометеорологические и химические факторы влияют на показатели сообщества фитопланктона в разные сезоны по-разному. Поэтому следует учитывать особенности межгодовой динамики показателей фитопланктона, вызванные кумулятивным действием основных факторов среды, характерных для выбранного сезона. Осенний сезон представляет особый интерес для изучения фитопланктона, так как его массовое развитие в этот

период является характерной чертой сезонной сукцессии в Черном море [Mikaelyan et al., 2018; Yunev et al., 2021; Silkin et al., 2021].

Межгодовая динамика и средние значения биомассы и численности фитопланктона, температуры воды и воздуха, скорости ветра разного направления, повторяемости ветра в прибрежной зоне Карадага представлены на рис. 5.14.

Для района Карадага результаты анализ главных компонент (АГК) показали, что первые две главные составляющие, включающие факторы скорости ветра и повторяемости всех направлений, а также температура, могут объяснить 50 % изменчивости гидрометеорологических параметров, влияющих на биомассу и численность фитопланктона. АГК показал положительное влияние скорости северо-западного и северного ветра на количественные показатели фитопланктона, особенно на биомассу. Анализ *PCA* также подтвердил отрицательное влияние скорости северо-восточного и восточного ветра на распределение численности и биомассы фитопланктона в акватории Карадага. Многофакторный анализ *ANOVA* также показал значительное кумулятивное влияние скорости северо-западного и северного ветра ($p < 0.01$) на биомассу фитопланктона. ($p < 0.05$) и численности фитопланктона в районе Карадага.

В Районе 2 (Карадаг) биомасса фитопланктона варьировала от 54.1 до 711.4 $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$, в среднем $274 \pm 207 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$, а численность фитопланктона – от 34 до 854 $\text{млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$ и в среднем составила $431 \pm 252 \text{ млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$ (рис. 5.14а, б). Присутствует высокая корреляция ($r = 0.2$), но незначительная между биомассой фитопланктона и изменчивостью численности.

Биомасса фитопланктона показала достоверную положительную корреляцию со скоростью и повторяемостью северного ветра ($r = 0.75$ и $r = 0.72$ соответственно) (рис. 5.14а, в, табл. 5.4). Выявлена незначительная положительная корреляция между биомассой фитопланктона и скоростью северо-западного ветра ($r = 0.5$), а также отрицательная связь между численностью фитопланктона и скоростью северо-восточного ветра ($r = -0.66$).

Для Карадагского района получены незначительные отрицательные связи между изменчивостью биомассы фитопланктона и изменчивостью воды ($r = -0.45$) и

температуры воздуха ($r = -0.58$) (рис. 5.14г, д, табл. 5.4). Получены высокие положительные корреляции повторяемости южного и юго-восточного ветра с температурой воды ($r = 0.65$, $r = 0.82$). Также были получены отрицательные корреляции скорости северо-западного ветра ($r = -0.75$) и повторяемости северного ветра ($r = -0.69$) с температурой воды.

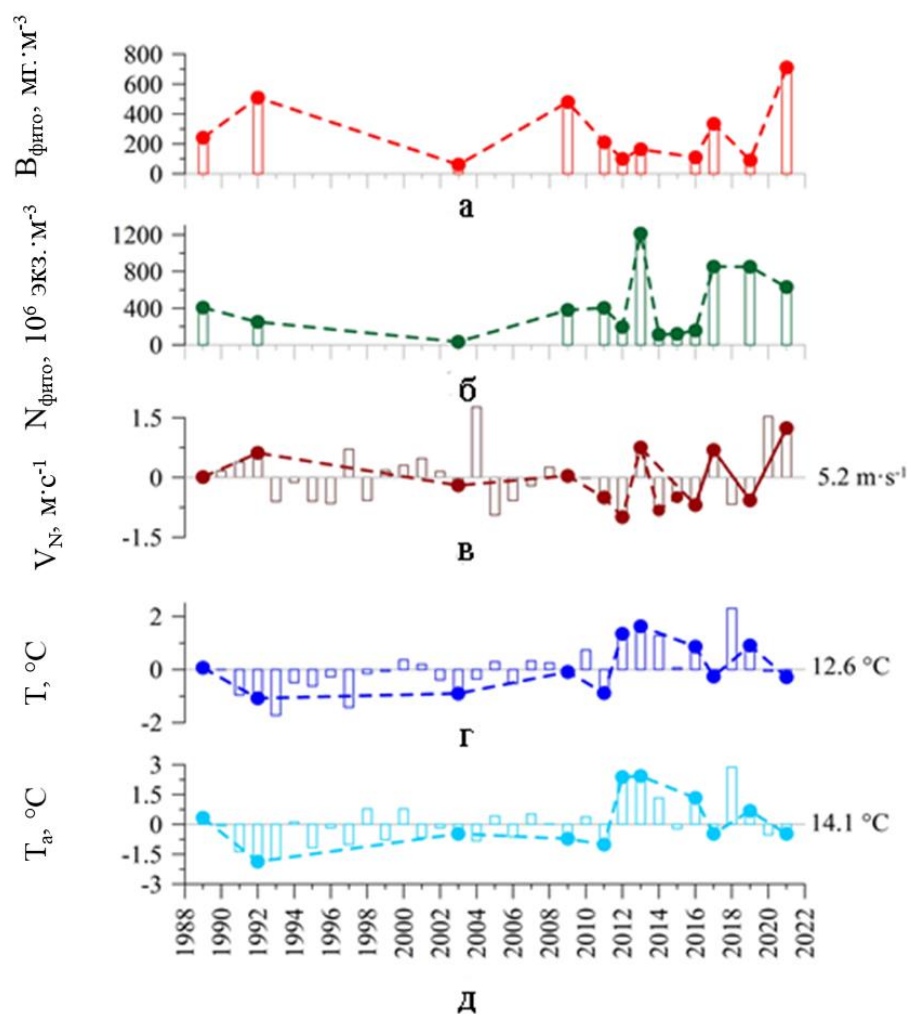


Рисунок 5.14 – Межгодовая динамика средних отклонений биомассы ($B_{\text{фито}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) (а) и численности ($N_{\text{фито}}$, $\text{млн.кл} \cdot \text{м}^{-3}$) (б), скорости северного ветра за апрель–май (V_N , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) (в), температуры воды (T , $^{\circ}\text{C}$) (г) и температуры воздуха (T_a , $^{\circ}\text{C}$) (д) от средних значений, указанных числа на графиках справа, в прибрежной зоне у Карадага (район 2) весной 1988–2021 гг. [Krasheninnikova et al., 2023]

Таблица 5.4 – Коэффициенты корреляции (r) между временными рядами биомассы ($B_{\text{фито}}$, $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) и численности (N , $\text{млн.кл}\cdot\text{м}^{-3}$) фитопланктона и скоростью ветра северного (V_N , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) и северо-западного направлений (V_{NW} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$), повторяемостью северного ветра (R_N , %), температурой воздуха (T_a , $^{\circ}\text{C}$) и температурой воды (T , $^{\circ}\text{C}$) в районе Карадага (район 2) весной 1986–2021 гг. (жирным шрифтом выделены связи, значимые при 5%-м уровне достоверности)

Параметры	V_N , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	R_N , %	V_{NW} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	T_a , $^{\circ}\text{C}$	T , $^{\circ}\text{C}$
$B_{\text{фито}}$, $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$	0.75	0.72	0.50	–0.58	–0.45
N , $\text{млн.кл}\cdot\text{м}^{-3}$	0.67	0.12	0	0.30	0.34

Весенняя растительность фитопланктона является очень важным и сложным вопросом при оценке воздействия гидрометеорологических факторов на фитопланктон Черного моря. В апреле-мае биомасса и численность фитопланктона ниже пиков фитопланктона, наблюдаемых в феврале-марте и августе [Стельмах и др., 2018; Крашенинникова и др., 2022]. В конце зимы в результате зимней конвекции поверхностные слои обогащаются питательными веществами, так как толща воды становится наименее стратифицированной. В условиях слабой стратификации ветровое вертикальное перемешивание приводит к восходящему потоку питательных веществ из пикноклина в эвфотический поверхностный слой, что приводит к увеличению концентрации питательных веществ, а также к цветению там фитопланктона [Кубряков и др., 2019; Крашенинникова и др., 2022]. Вертикальный поток питательных веществ из пикноклина является ключевым фактором, способствующим росту фитопланктона в недрах моря. Но в середине марта температура поверхности водной толщи начинает повышаться, что постепенно снижает перемешивание и в этих условиях начинает формироваться термоклин, препятствующий подъему питательных веществ за счет ослабления вертикального потока. Поэтому весной и летом важным механизмом, вызывающим подъем биогенных элементов на поверхность моря, является апвеллинг.

Получена значимая положительная корреляция между повторяемостью северного ветра и изменчивостью биомассы и численности фитопланктона в Карадагском районе весной. Поскольку побережье Карадага мелководно, дующий с

берега северный ветер может вызвать апвеллинг из-за оттока поверхностных вод и замещения их подземными водами [Kämpf, 2017]. Северо-западный ветер, дующий с берега, также может привести к нагону воды в этом районе [Полонский, Музылева, 2016]. Так, на мелководном шельфе апвеллинг вызывается ветрами, дующими с суши на море.

Восточные ветры имеют слабую или отрицательную корреляцию с численностью и биомассой фитопланктона в Карадагском районе.

Таким образом несмотря на то, что оба изучаемых района расположены в прибрежной акватории Крыма, одни и те же ветровые явления по-разному влияют на развитие фитопланктона из-за глубины шельфовой зоны.

Полученные коэффициенты корреляции в среднем находятся в диапазоне 0.5–0.7, что указывает на важную роль других факторов, не учтенных в данном исследовании. Помимо апвеллинга, существуют и другие источники поступления биогенных элементов в исследуемые районы. У западного побережья биогенные элементы могут поступать со стоком малых крымских рек, сток которых в Каламитский залив увеличивается именно в весенний период. В 2014–2022 гг. воды Северо-Крымского канала сбрасывались в Каркинитский залив, что усилило эвтрофикацию соседних территорий [Иванов, Совга, 2018]. Учет переноса питательных веществ течениями также имеет большое значение [Алескерова и др., 2019], а также роль осадков, переносящих пылевые частицы, содержащие фосфор и кремний [Вареник, Коновалов, 2021].

Изменения в составе поступающих биогенов влияют и на таксонометрический состав фитопланктона. Кроме того, численность фитопланктона может лимитироваться численностью зоопланктона, являющегося следующим звеном трофической цепи [Yunev et al., 2007].

Межгодовая изменчивость биотических и абиотических параметров в районе Карадага осенью. Численность фитопланктона, достигающая уровня цветения ($\geq 1 \times 10^6$ клеток·л⁻¹), была зафиксирована лишь дважды: в сентябре 2004 года, когда массовое развитие диатомовых водорослей сопровождалось значительным увеличением численности зеленых микроводорослей, составлявших

50–80% от общей численности в прибрежных водах Карадагского природного заповедника [Сеничева, Поспелова, 2015]; и в 2009 году, когда в цветении преобладала крупноклеточная диатомовая водоросль *P. alata*, составлявшая до 84% от общей численности и до 99% биомассы. В последующие годы (2011, 2012, 2014–2016) диатомовые водоросли сохраняли доминирование (57–90% от общей численности), в то время как доля динофлагеллят не превышала 16%. В 2010 году численность цианобактерий достигла кратковременного пика (53% от общей численности), а в 2013 году кокколитофора *Emiliania huxleyi* составляла 62% от численности сообщества. Наибольшие значения общей биомассы фитопланктона были зафиксированы в 2004, 2009, 2012 и 2015 годах, в то время как численность фитопланктона достигла пика в 2004, 2009 и 2012 годах (рис. 5.15а,б).

В 2019 году наблюдались самые низкие значения общей численности и биомассы фитопланктона; преобладали бентопланктонная диатомовая водоросль *Entomoneis alata* и кокколитофора *Pontosphaera nigra*. Максимальные концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$) наблюдались в 2004, 2010, 2014 и 2019 годах (рис. 5.15б).

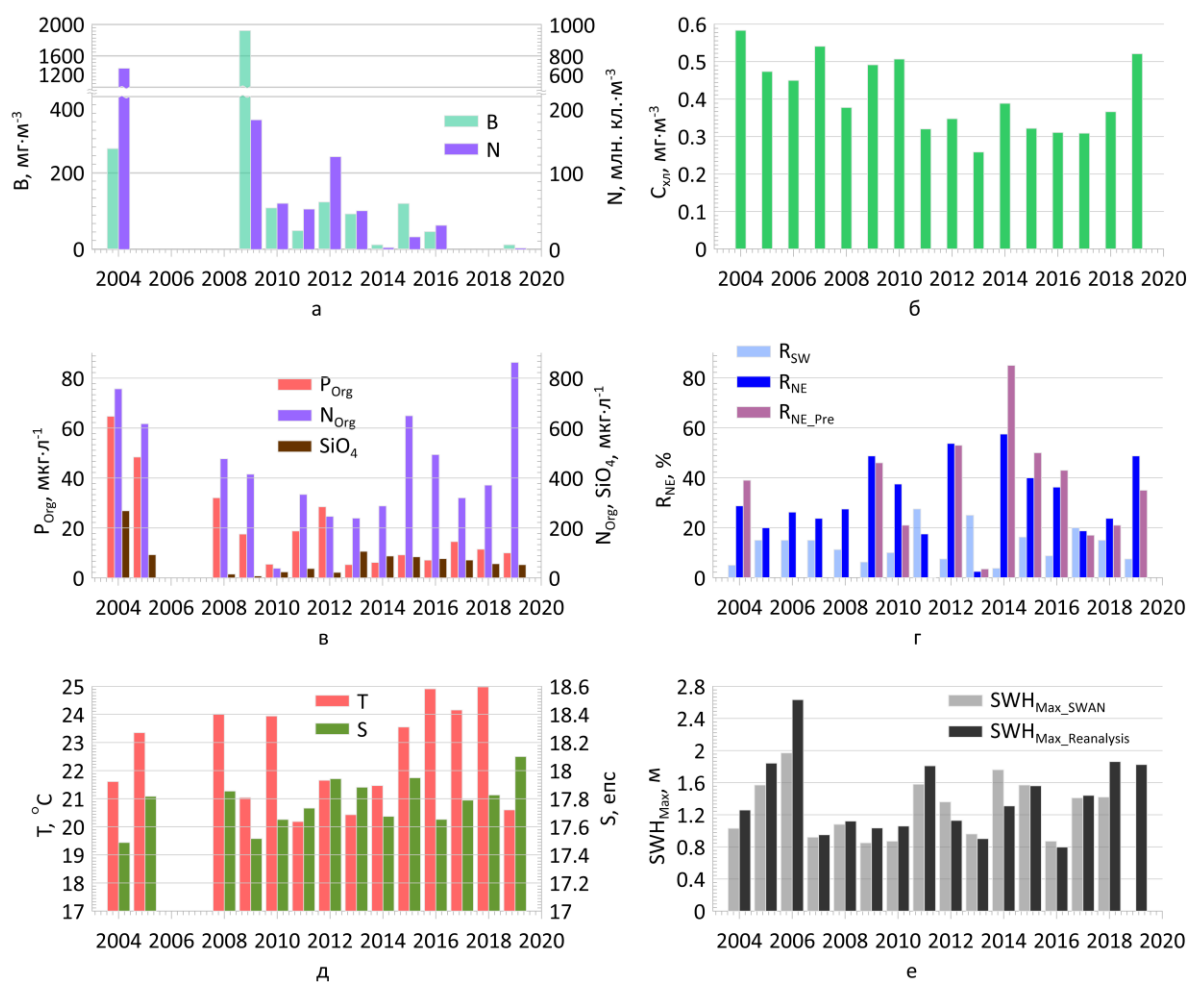


Рисунок 5.15 – Межгодовая изменчивость средних значений общей биомассы и численности фитопланктона (а), концентрации хлорофилла-а (б), биогенных элементов (P_{Org} , N_{Org} , SiO_4) (в), повторяемости ветра (R_{NE} , %) и (R_{SW} , %), и предшествующие измерениям за неделю повторяемость ветра ($R_{\text{NE\_Pre}}$, %), (г), температуры воды (T, $^{\circ}\text{C}$), солёности (S, епс) (д) за 2004–2019 гг. Максимальные значения высот волн (SWH_{max} , м) (е) по модели SWAN сентябрь 2004–2017 гг. и реанализу [Staneva et al., 2022] в Карадагском природном заповеднике в сентябре 2004–2019 гг. [Krashenninnikova et al., 2025]

Анализ факторов, влияющих на межгодовую динамику параметров фитопланктона в сентябре в Карадагском заповеднике. Согласно измерениям на месте, высокие значения общей биомассы фитопланктона и его численности были зафиксированы в 2004, 2009 и 2012 годах (рис. 5.15а). В 2004 году наблюдались максимальные концентрации органического азота, органического фосфора и

растворенных силикатов, в то время как соленость, температура и высота волн были на самом низком уровне (рис. 5.15e). Высоким уровням фитопланктона предшествовали сильные северо-восточные ветры (рис. 5.15). 2009 год ознаменовался самыми высокими концентрациями органического азота и фосфора, сопровождавшимися самыми низкими значениями силикатов, солености, температуры и высоты волн. В тот же сезон частота сильных северо-восточных ветров достигла своего максимума непосредственно перед измерениями. В 2012 году были зафиксированы максимальные зарегистрированные уровни органического фосфора, минимальные уровни силикатов и самые высокие зарегистрированные значения солености и северо-восточного ветра. Отбору проб предшествовал сильный северо-восточный ветер. Низкая численность и биомасса фитопланктона наблюдались в 2011, 2013–2016 и 2019 гг., при этом самые низкие значения были зафиксированы в 2014 и 2019 годах. Полевые измерения, проведенные в 2019 году, предшествовали штормовым условиям, вызванным сильными юго-западными ветрами ($7.5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) и высокими волнами. Этот год характеризовался одновременным превышением верхних пределов содержания органического азота, солености и минимальной температуры воды (рис. 5.15). В 2011 и 2013 годах также наблюдались штормовые события, предшествовавшие измерениям, с высокой высотой волн, вызванной юго-западными ветрами.

Численность фитопланктона положительно коррелировала с концентрацией органического фосфора ($r = 0.9$) (рис. 5.16a), насыщением кислородом ($r = 0.6$) и скоростью северо-восточного ветра, усредненной за предыдущую неделю ($r = 0.5$). Была обнаружена отрицательная корреляция с соленостью ($r = -0.5$).

Биомасса фитопланктона отрицательно зависела от штормовых условий, демонстрируя отрицательные корреляции с максимальной высотой волн ($r = -0.6$) и направлением волн в градусах (Dir_{max}) ($r = -0.6$) (рис. 5.16b), а также с частотой юго-западного ветра ($r = -0.4$).

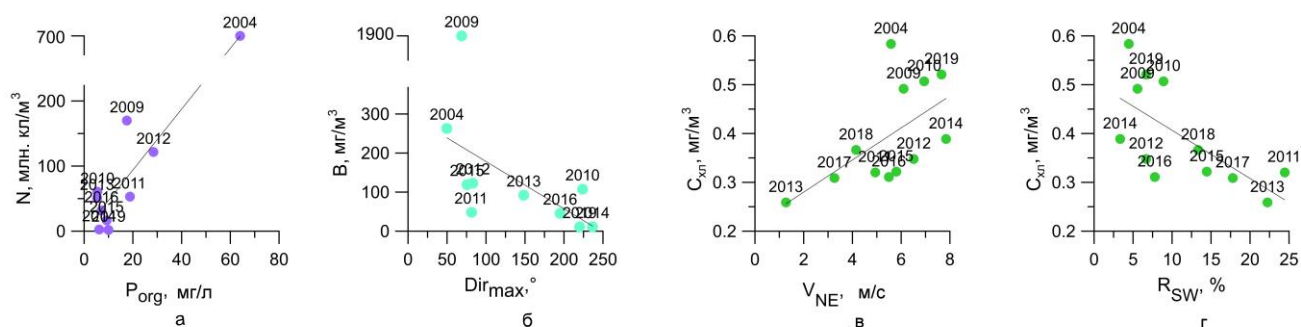


Рисунок 5.16 – Регрессионные зависимости: между численностью фитопланктона (N , млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и органическим фосфором (P_{org} , мкг $\cdot$ л $^{-1}$) (а), биомассой фитопланктона (B , мг $\cdot$ м $^{-3}$) и направлением максимальной высоты волны в градусах (Dir_{max} , $^{\circ}$) (б); концентрацией хлорофилла- a и скоростью северо-восточного ветра (V_{NE} , м $\cdot$ с $^{-1}$) (в); концентрацией хлорофилла- a и повторяемостью юго-западного ветра (R_{SW} , %) (г), за период 2004–2019 гг. в водах вблизи Карадагского природного заповедника.

Данные регулярного мониторинга показали повышенные концентрации хлорофилла- a в 2010 и 2019 г., сопоставимые с высокими значениями, зафиксированными в 2004 и 2009 годах (рис. 5.15б). Самые низкие концентрации хлорофилла- a наблюдались в 2011 и 2013 г. (рис. 5.15а), годах с наибольшей частотой юго-западных ветров. 2011 г. также характеризовался самой низкой концентрацией органического азота, одной из самых высоких высот волн и низкой частотой северо-восточных ветров.

Были получены положительные корреляции между концентрацией хлорофилла- a и органическим азотом ($r = 0.41$), органическим фосфором ($r = 0.61$), скоростью северо-восточного ветра ($r = 0.6$) (рис. 5.16в) и отрицательные – с повторяемостью юго-западного ветра ($r = -0.67$) (рис. 5.16г) (табл. 5.5). Эти значения подтверждают выводы о влиянии ветровых и волновых условий на характеристики фитопланктона.

Таблица 5.5 – Коэффициенты корреляции Пирсона между временными рядами концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и следующими параметрами: органический азот (N_{Org} , $\text{мкг} \cdot \text{л}^{-1}$), органический фосфор (P_{Org} , $\text{мкг} \cdot \text{л}^{-1}$), скорость северо-восточного ветра (V_{NE} , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) и повторяемость юго-западного ветра (R_{SW} , %) ($n=14$). Значения, выделенные жирным шрифтом, имеют уровень значимости 0.05.

Параметры	N_{Org} , $\text{мкг} \cdot \text{л}^{-1}$	P_{Org} , $\text{мкг} \cdot \text{л}^{-1}$	V_{NE} , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$	R_{SW} , %
$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	0.41	0.61	0.60	-0.67

Адвекция вод Азовского моря. Наблюдаемое увеличение концентраций органического фосфора и азота сопровождалось высокой численностью фитопланктона (рис. 5.15; 5.16а) и концентрацией хлорофилла-*a* (рис. 5.16а, б) в 2004, 2009 и 2012 гг. Была обнаружена корреляция ($r = 0.61$) между концентрацией хлорофилла-*a* и скоростью северо-восточного ветра (табл. 5.5, рис. 5.16в).

Максимальные концентрации органического азота и фосфора наблюдались в 2009 и 2012 годах, когда частота северо-восточных ветров превышала 32% (рис. 5.15). Ветровой режим может переносить воды Керченского пролива/Азова в район Карадага в течение 2–3 дней [Алескерова и др., 2017], что приводит к быстрому адвективному обогащению питательными веществами («питательный импульс») и увеличению количества взвешенных частиц. Аналогичный механизм переноса питательных веществ под действием ветра был описан для восточной части Средиземного моря [Watanabe et al., 2017].

Направление ветра и высота волн. Отрицательная корреляция ($r = -0.6$) между максимальной высотой волн (SWH) (рис. 5.15е) и биомассой фитопланктона (рис. 5.15б) подтверждает выводы Гиппиуса и Мысленкова (2020), которые отметили, что штормы усиливают ресуспензию осадка и нарушают колонии фитопланктона. Расчеты для северо-восточного Крыма указывают на 50%-ное снижение весенней биомассы фитопланктона после двух последовательных штормов [Krasheninnikova et al., 2024]. В этом наборе данных минимальные значения биомассы (2011 и 2019 годы) совпали с пиковыми значениями высоты над уровнем моря, превышающими 2.5 м. Действительно, преобладание юго-западных ветров в прибрежной зоне

Карадага может привести к штормовым нагонам на мелководье [Kämpf, 2017] и усилению волновой активности (рис. 5.16г). В шельфовых районах уменьшение глубины увеличивает высоту волн из-за ветрового нагона и взаимодействия с морским дном.

В сентябре 2011 и 2013 годов низкие концентрации питательных веществ (рис. 15.5в), а также низкие значения биомассы фитопланктона, его численности и концентрации хлорофилла-*a* (рис. 5.15) были связаны с увеличением частоты юго-западных ветров. Низкие температуры воды ($< +21^{\circ}\text{C}$) были зафиксированы в 2011, 2013 и 2019 годах. В 2011 году доминирование кокколитофоры *Emiliana huxleyi* сопровождалось преобладанием мелких колониальных диатомовых водорослей *Skeletonema* spp., вида, адаптированного к холодным водам (табл. 3.3). Численность этих видов обычно увеличивается в зимне-весенний период на побережье Черного моря.

В 2019 году были зафиксированы, казалось бы, противоречивые данные: максимальные ежемесячные концентрации хлорофилла-*a*, измеренные со спутника, совпали с наименьшей численностью и биомассой фитопланктона, измеренными непосредственно на месте, несмотря на пиковые уровни питательных веществ. Это расхождение можно объяснить различным временным разрешением методов наблюдения. Повышенная ежемесячная концентрация хлорофилла-*a* отражает в целом высокую частоту продуктивных северо-восточных ветров в течение сентября. В отличие от этого, измерения на месте зафиксировали кратковременный коллапс сообщества, вызванный сильным юго-западным штормом, непосредственно предшествовавшим отбору проб. Такие штормовые условия физически нарушают цветение пелагического фитопланктона, одновременно вызывая повторное взмучивание бентосных и бентопелагических микроводорослей в толщу воды. Эта гидродинамическая ремобилизация подтверждается наблюдениями *in situ*: фитопланктон, собранный в сентябре 2019 года, включал бентосную диатомовую водоросль *Entomoneis alata* (табл. 3.3), распространенный индикатор ресуспензии микрофитобентоса, вызванной ветровыми волнами [Redzuan, Underwood, 2021].

Термическая стратификация. В аномально теплые годы, такие как 2010 и 2016 г., ослабление вертикального перемешивания привело к истощению азота и фосфора в верхних 10 метрах водной толщи, что способствовало доминированию крупноклеточных диатомовых водорослей (*Pseudosolenia calcar-avis*) и мелких кокколитофоров. Аналогичные закономерности наблюдались в центральной части Черного моря [Yunev et al., 2021] и Каспийском море [Kämpf, 2017].

Запаздывающая реакция фитопланктона. Наблюдаемая асинхронность между концентрациями питательных веществ и показателями фитопланктона в разные годы согласуется с концепцией задержки питательных веществ во времени, которая подчеркивает, что биологические реакции могут быть не мгновенными по отношению к физическому воздействию [Watanabe et al., 2017]. Поскольку наши наблюдения на месте проводились один раз в год в сентябре, мы не можем количественно оценить продолжительность какой-либо задержки или отнести реакции к конкретным краткосрочным событиям. Однако задержки в реакциях широко отмечались в прибрежных системах, например, [Bonachela et al., 2011; Gökçe, 2021] и дают правдоподобное объяснение асинхронным закономерностям, наблюдаемым в течение фиксированного сентябрьского периода отбора проб [Watanabe et al., 2017]. Чередование таких «пиковых» лет с периодами, характеризующимися минимальными значениями того же параметра, подчеркивает выраженную межгодовую изменчивость абиотических условий, связанных с функционированием прибрежных экосистем.

5.4 Влияние температуры воды на межгодовую изменчивость концентрации хлорофилла-*a* в акватории г. Севастополя и Севастопольской бухте

Межгодовая динамика концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды на ст. Веха в 2013–2021 гг. и на ст. Равелин в 2000–2003, 2008–2021 гг. представлены на рис. 5.17 и 5.18 соответственно.

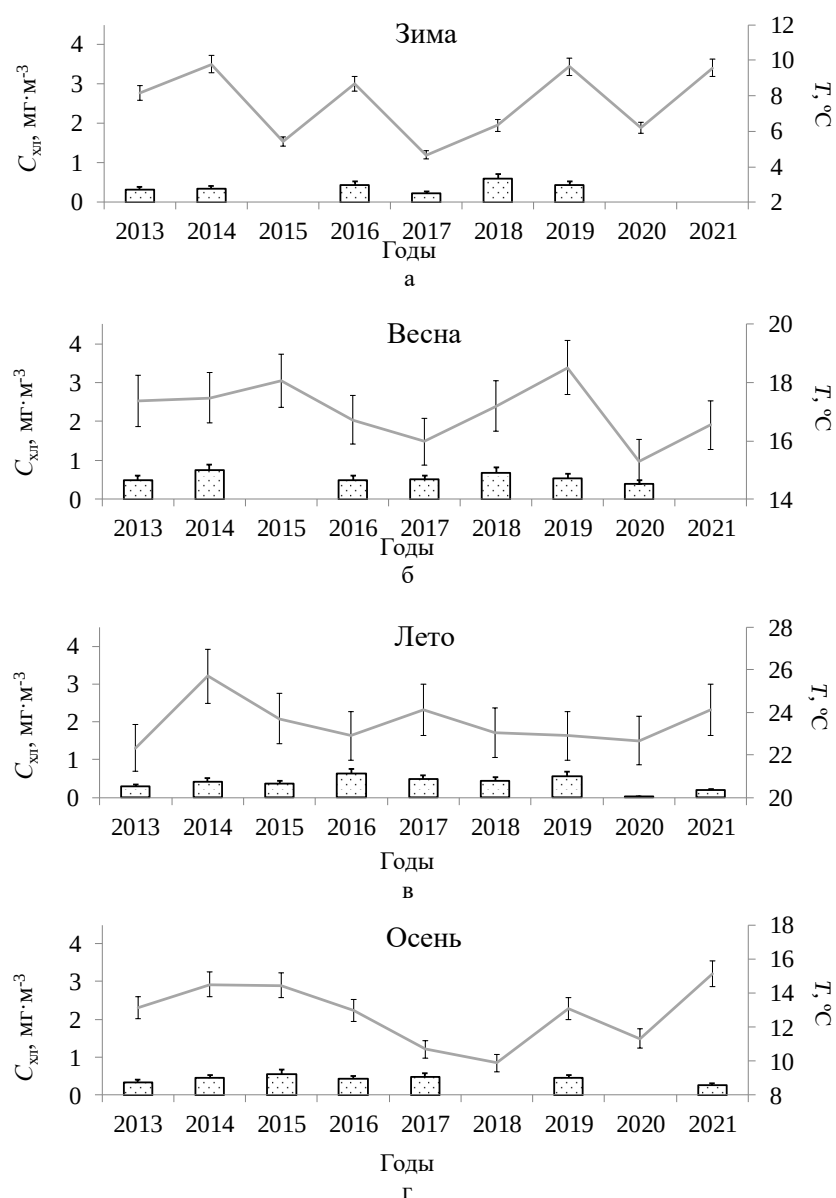


Рисунок 5.17 – Межгодовая динамика зимней (а, б), весенней (в, г), летней (д, е) и осенней (ж, з) концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды на ст. Веха в 2013–2021 гг. по собственным данным [Krasheninnikova et al., 2024]. Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$

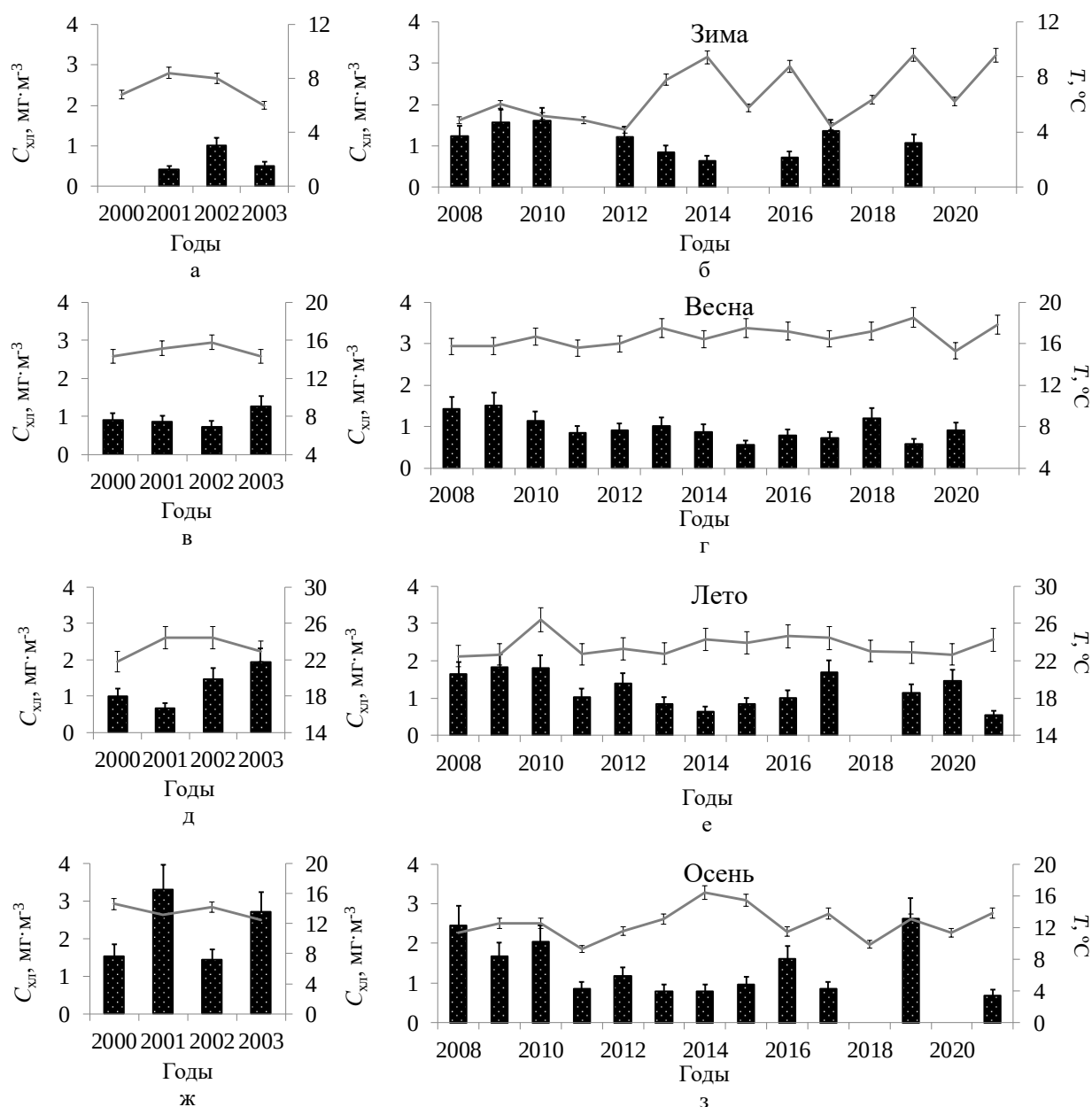


Рисунок 5.18 – Межгодовая динамика зимней (а, б), весенней (в, г), летней (д, е) и осенней (ж, з) концентрации хлорофилла-а и температуры воды в 2000–2003 гг. по работе [Стельмах и др., 2009], в 2008–2021 гг. по собственным данным на ст.

Равелин [Krashenninnikova et al., 2024]. Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$

Визуальный анализ, полученных на этих двух станциях рядов, позволяет выделить характерный период изменчивости указанных характеристик 2–4 года (рис. 5.17, 5.18). Это подтвердилось спектральным анализом непрерывных рядов средневесенних значений C_{chl} и T в 2008–2020 гг. (рис. 5.18г).

На ст. Веха наибольшие значения $C_{\text{хл}}$ ($0.56 \pm 0.27 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) отмечены весной при среднемноголетнем значении $C_{\text{хл}}$ ($0.45 \pm 0.01 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) за 2013–2021 гг. (табл. 5.6).

Полученные величины примерно в 2 раза меньше, чем на ст. Равелин за 2013–2021 гг.

Таблица 5.6 – Среднесезонные и среднемноголетние значения концентрации хлорофилла-а ($C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и температуры поверхности воды (T , °C) на ст. Веха и Равелин для разных периодов наблюдений [Krashenninnikova et al., 2022]

Параметр	Станции	Зима	Весна	Лето	Осень	Среднегод.	Периоды, гг.
$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	Веха	0.39 ± 0.09	0.56 ± 0.27	0.40 ± 0.19	0.42 ± 0.16	0.45 ± 0.01	2013–2021
T , °C		7.61 ± 2.37	17.02 ± 1.39	23.68 ± 1.46	13.14 ± 2.21	15.36 ± 1.86	2013–2021
$C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$	Равелин	0.48 ± 0.17	0.93 ± 0.05	1.26 ± 0.30	2.24 ± 0.83	1.23 ± 0.33	2000–2003
		1.13 ± 0.35	0.96 ± 0.30	1.20 ± 0.45	1.38 ± 0.68	1.17 ± 0.45	2008–2021
		0.92 ± 0.21	0.83 ± 0.29	1.02 ± 0.39	1.19 ± 0.69	0.99 ± 0.25	2013–2021
T , °C		7.29 ± 1.15	14.89 ± 3.78	23.48 ± 1.90	13.57 ± 3.69	14.81 ± 6.45	2000–2003
		6.63 ± 2.73	16.68 ± 4.98	23.61 ± 2.41	12.54 ± 4.19	14.76 ± 7.23	2008–2021
		7.54 ± 1.92	17.09 ± 0.94	23.66 ± 0.80	13.14 ± 2.04	15.4 ± 0.95	2013–2021

Примечание: Наибольшие значения выделены жирным

В работе отдельно сравнивались концентрация хлорофилла-а и температура воды на ст. Равелин, полученные в 2000–2003 и 2008–2021 гг. На ст. Равелин средние величины $C_{\text{хл}}$ в 2000–2003 гг. оказались больше, чем в 2008–2021 гг. (табл. 5.6). Наибольшие значения $C_{\text{хл}}$ ($2.24 \pm 0.83 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) наблюдались осенью, наименьшие ($0.48 \pm 0.17 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) – зимой. В целом происходило уменьшение концентрации хлорофилла-а летом–осенью с 2000–х гг. по 2021 гг. в основном за счет ослабления осеннего максимума и увеличения зимне-весеннего минимума $C_{\text{хл}}$. Анализ среднемноголетних значений температуры показал большие значения летом и меньшие значения зимой в 2008–2021 гг., чем в 2000–2003 гг.

Возможный период (2–4 года) в изменчивости концентрации хлорофилла-а и температуры воды также обнаруживался в изменчивости микрзоопланктона (2 года) в районе Севастополя [Серегин, Попова, 2016]. Приблизительно двухлетний

период развития кокколитофорид во время цветения выделен в работе [Востоков и др., 2019]. Выявление причин возникновения таких периодов в изменчивости показателей планктонного сообщества требует дополнительных исследований.

5.5 Влияние гидрометеорологических факторов на межгодовую изменчивость микрозоопланктона в прибрежной акватории г. Севастополя и Севастопольской бухте

Зоопланктонные сообщества являются «маяками» изменения климата [Richardson, 2008], т. е. являются биоиндикаторами изменения окружающей среды. Многолетние ряды численности зоопланктона являются ценным и, во многих случаях, единственным инструментом для выявления основных факторов сезонных и межгодовых колебаний его численности: региональных гидрометеорологических и глобальных климатических.

Как известно, из всех глобальных мод наибольшее влияние на климат Атлантико-Европейского региона, включая Черное море, оказывает Североатлантическое колебание [Hurrell, Deser, 2010; Нестеров, 2013; Iles, Hegerl, 2017]. Установлено, что САК влияет на климатически обусловленное изменение полей температуры и ветра в Черноморском регионе [Averyanova et al., 2022]. Однако на сегодняшний день практически отсутствуют многолетние исследования количественного и видового состава черноморского планктона, особенно зоопланктона, в которых учитывалось бы влияние как абиотических факторов среды, так и климатических сигналов. Зоопланктонное сообщество, как и вся экосистема Черного моря, за последние десятилетия пережило несколько периодов резких изменений. После относительно стабильного состояния в 1960–1970-х гг. в 1980-х гг. произошла значительная эвтрофикация вод Черного моря [Юнев и др., 2019], что вызвало увеличение доли медуз в зоопланктоне. В 1989 году в Черное море вселился инвазивный гребневик *Mnemiopsis leidyi*, что привело к катастрофическому снижению общей численности зоопланктона и исчезновению ряда видов, в том числе массовых. За последние два десятилетия, характеризующиеся снижением

трофности вод, вселением хищного гребневика *Beroe ovata* и нескольких видов *Copepoda*, на всей акватории Черного моря наблюдается количественное восстановление сообщества зоопланктона. Исследования зоопланктона Черного моря в последние годы были сосредоточены на сезонных изменениях сообщества [Арашкевич и др., 2014; Мартынюк, Белоусов, 2019; Загородняя и др., 2023; Ключанцева, Лукашева, 2023], выявлении его современного состояния на локальных участках. Сделан вывод, что наблюдаемые изменения в зоопланктоне Черного моря свидетельствуют об уменьшении эвтрофикации и снижении пресса со стороны *M. leidy* и отражают позитивные изменения в кормовой базе промысловых рыб-планктофагов и экологическом состоянии вод Черного моря.

В прибрежной зоне Севастополя проведены исследования структуры сообщества зоопланктона и отдельных видов Севастопольской бухты [Губанова и др., 2002; Гарбазей и др., 2016; Галаговец, Прусова, 2023; Серегин, Попова, 2016, 2023]. Подчеркнута роль недавнего вселенца – веслоногого рачка *Oithona davisae* Ferrari and Orsi, 1984 – в трансформации структуры сообществ зоопланктона прибрежных вод. Этот вид доминирует в зоопланктоне прибрежных вод в летний период [Светличный и др., 2016; Серегин, Попова, 2016]. Проведено также исследование связи динамики численности *O. davisae* и *Pseudodiaptomus marinus* с суммой активных температур воды [Серегин, Попова, 2016, 2023].

Однако наблюдается отсутствие многолетних исследований количественного и видового состава планктона Черного моря, которые одновременно учитывали бы влияние абиотических факторов среды и климатических сигналов. Исключением является систематическое обследование зоопланктона, проведенное в северо-восточной прибрежной зоне моря [Vereshchaka et al., 2019]; сделан вывод, что в настоящее время основными факторами среды, определяющими динамику зоопланктона, являются температура.

Микрозоопланктон, представленный многоклеточными зоопланктонными организмами размерной группы от ~50 до 500 мкм и ранее относимый к микрозоопланктону [Ковалев, 1980; Скрыбин, 2017], является ключевым элементом морской пелагической экосистемы Черного моря. МЗ участвует как в классической

пищевой цепи, так и в микробном цикле, передавая органическое вещество и энергию от первичных продуцентов к организмам более высоких трофических уровней. Являясь наиболее ценным кормом для ранних стадий развития рыб, МЗ обеспечивает их выживание и рост, а также полноценное воспроизводство рыбных ресурсов в водоемах. Сообщество МЗ, представленное короткоживущими видами и формами организмов, способно быстро реагировать на изменение условий среды. Это делает их удобным объектом для диагностики подобных трансформаций. При отборе проб классическими планктонными сетями (с размером ячеей 125–300 мкм) эта фракция зоопланктона во многом недооценивается. Исследований этой группы организмов зоопланктона – самой многочисленной в водах Черного моря – явно недостаточно.

Более того, показатели планктона могут по-разному взаимодействовать с гидрометеорологическими параметрами на разных временных масштабах. Для более точного понимания связей показателей планктона с гидрометеорологическими характеристиками необходимо выделить типичные периоды их межгодовой изменчивости. Для этой цели подходит метод быстрого преобразования Фурье, который целесообразно применять только к непрерывным рядам гидробиологических данных [Крашенинникова и др., 2024]. Выявление масштабов изменчивости в гидрометеорологии и океанологии достаточно распространено, но в гидробиологии применяется редко. Спектральный анализ с использованием метода БПФ ранее применялся для определения закономерностей функционирования пелагического сообщества [Мельникова, Лямина, 2013] и поиска связи фитопланктона с температурой воды в сезонном масштабе [Крашенинникова и др., 2024]. Для выявления типичных масштабов изменчивости сообщества МЗ и определения связей с гидрометеорологическими характеристиками метод БПФ был применен впервые в [Seregin et al., 2024].

Численность МЗ. Средняя летняя численность МЗ в двух исследованных акваториях существенно различалась. Так, в устье залива она в теплый период года была в среднем в 2.5 раза выше (264.5 ± 121.0 тыс.экз. $\cdot$ м⁻³), чем в открытом прибрежном районе (104.0 ± 49.2 тыс.экз. $\cdot$ м⁻³). Закономерности их изменения в

летние месяцы были одинаковы для двух акваторий: с июля по сентябрь численность в среднем непрерывно возрастала (в 2.5–3 раза) (табл. 5.7). В отдельные годы эта закономерность могла нарушаться, и максимальная численность наблюдалась в августе (табл. 5.7, рис. 5.19).

Таблица 5.7 – Среднемесячная многолетняя численность ($10^3 \text{ экз.} \cdot \text{м}^{-3} \pm \sigma$) ракообразных и неракообразных фракций микрозоопланктона (МЗ) в открытой прибрежной зоне (ст. Веха) и в устье Севастопольской бухты (ст. Равелин) в 2010–2021 гг.

Средняя численность	Веха		Равелин	
	Рачковый МЗ	Нерачковый МЗ	Рачковый МЗ	Нерачковый МЗ
Июль	57.2 ± 48.4 (7.0 – 187.1)	12.7 ± 20.0 (0 – 71.0)	116.8 ± 107.2 (4.0 – 402.5)	12.0 ± 17.6 (0 – 71.6)
Август	94.5 ± 102.8 (15.2 – 393.6)	21.0 ± 56.1 (0.8 – 258.8)	239.5 ± 215.8 (13.6 – 878.5)	34.6 ± 51.2 (1.2 – 651.0)
Сентябрь	132.2 ± 72.0 (20.6 – 275.8)	12.1 ± 14.4 (1.0 – 68.0)	356.1 ± 263.5 (21.6 – 1257.0)	21.2 ± 40.4 (0 – 168.2)
Июль-сентябрь	94.6 ± 41.9	15.3 ± 16.2	237.5 ± 125.2	22.6 ± 33.4

Для определения возможной автокорреляции в многолетних рядах численности выделенных групп МЗ и гидрометеорологических показателей была использована функция автокорреляции. Данная процедура показала отсутствие значимой корреляции на шкале временного сдвига 1–5 лет практически для всех анализируемых показателей. Исключением стал только показатель суммарной температуры теплого периода года (ΣT_{5-10}) на шкале 2 и 3 года. Результаты расчета корреляций Пирсона для исходных рядов значений численности МЗ и гидрометеорологических параметров приведены в табл. 5.8.

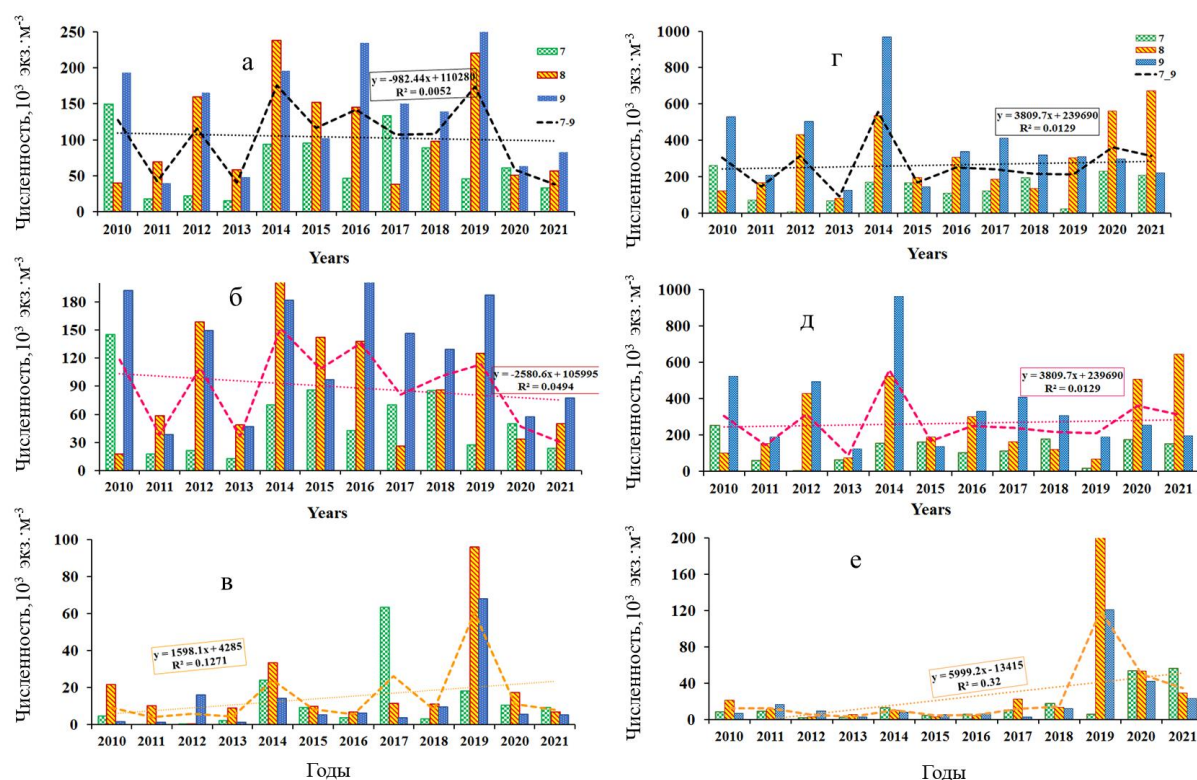


Рисунок 5.19 – Многолетняя динамика среднемесячной (столбцы 7–9) и среднелетней (штриховая линия) численности МЗ: общей (а, г), ракообразной фракции (б, д) и неракообразной фракции (в, е) в открытой прибрежной зоне (ст. Веха (а, б, в)) и устье Севастопольской бухты (ст. Равелин, (г, д, е)). Прямые линии – линейные тренды [Seregin et al., 2024]

Таблица 5.8 – Коэффициенты корреляций Пирсона статистически значимых корреляций исходных значений численности различных фракций микрзоопланктона (МЗ) и гидрометеорологических параметров (сумм сезонных температур, повторяемости ветров разного направления и индекса САК) в акватории Севастополя [Seregin et al., 2024]

Биотические показатели	Абиотические факторы	Открытое взморье (ст. Веха)	Устье бухты (ст. Равелин)
Рачковый / Копеподы	ΣT_{5-10} SW_{7-9}	0.68 / 0.68 – / –	– / – –0.62 / –0.62
Нерачковый	ШТИЛЬ S_{7-9} NAO_{JAS} (1-год сдвиг)	– – 0.76	0.64 –0.60 0.68

Влияние температуры на численность МЗ. Важно отметить, что исходные ряды температурных показателей имели значимые корреляции друг с другом. Это были значения суммарной температуры в июне–августе и июле–сентябре ($r = 0.74$; $p < 0.05$), а также ΣT_{5-10} и ΣT_{6-8} ($r = 0.83$; $p < 0.05$) и ΣT_{7-9} ($r = 0.77$; $p < 0.05$).

Для ст. Веха значимая корреляция была обнаружена между ΣT_{5-10} и численностью ракообразных планктона и веслоногих рачков ($r = 0.68$; $p < 0.05$). Для ст. Равелин не было выявлено значимых корреляций между численностью какой-либо фракции МЗ и температурными показателями.

Влияние ветровых условий на численность МЗ. На ст. Веха статистически значимых связей между численностью МЗ и повторяемостью ветров любого направления не зафиксировано.

В устье залива влияние юго-западного ветра характеризовалось статистически значимым уровнем для общей численности МЗ ($r = -0.60$; $p < 0.05$) и ракообразных МЗ и веслоногих рачков ($r = -0.62$; $p < 0.05$), тогда как влияние юго-восточного ветра характеризовалось статистически значимым уровнем для общей численности МЗ ($r = -0.65$; $p < 0.05$). Для неракообразных планктона на ст. Равелина наблюдалась положительная связь со штилем ($r = 0.64$; $p < 0.05$) и отрицательная — с южным ветром ($r = -0.60$; $p < 0.05$).

Влияние САК на численность МЗ. Для исходного ряда данных статистически заметное влияние летних индексов САК проявилось в изменении численности неракообразных планктонов в обеих акваториях с лагом в 1 год: для открытого прибрежного района (ст. Веха) коэффициент корреляции равен $r = 0.76$; $p = 0.004$; для устья Севастопольской бухты (ст. Равелин) — $r = 0.68$; $p = 0.015$.

Спектральный анализ численности мелкого микрзоопланктона и гидрометеорологических параметров. Быстрое преобразование Фурье. Анализ спектральных данных на станциях Веха и Равелин показал следующее: в многолетней динамике биологических показателей, гидрологических и метеорологических факторов среды выделяются как 2–4-летние циклы, так и более низкочастотные (рис. 5.20). В частности, максимальная изменчивость ракообразных планктонов характеризовалась 2-летней и 4-летней периодичностью в открытом

море и 3-летней в устье залива. Для неракообразных планктонов максимальная периодичность была 6-летней (рис. 5.20а). Максимальная изменчивость зимних и летних индексов САК наблюдалась за 4-летние периоды (рис. 5.20б). Имелись различия в используемых показателях температуры среды (2-летняя и 6-летняя изменчивость) (рис. 5.20в) и повторяемости ветров разных направлений (рис. 5.20г). На основании полученных результатов был проведен корреляционный анализ данных для отфильтрованных рядов в двух вариантах: для 2–4-летней и 5–6-летней изменчивости.

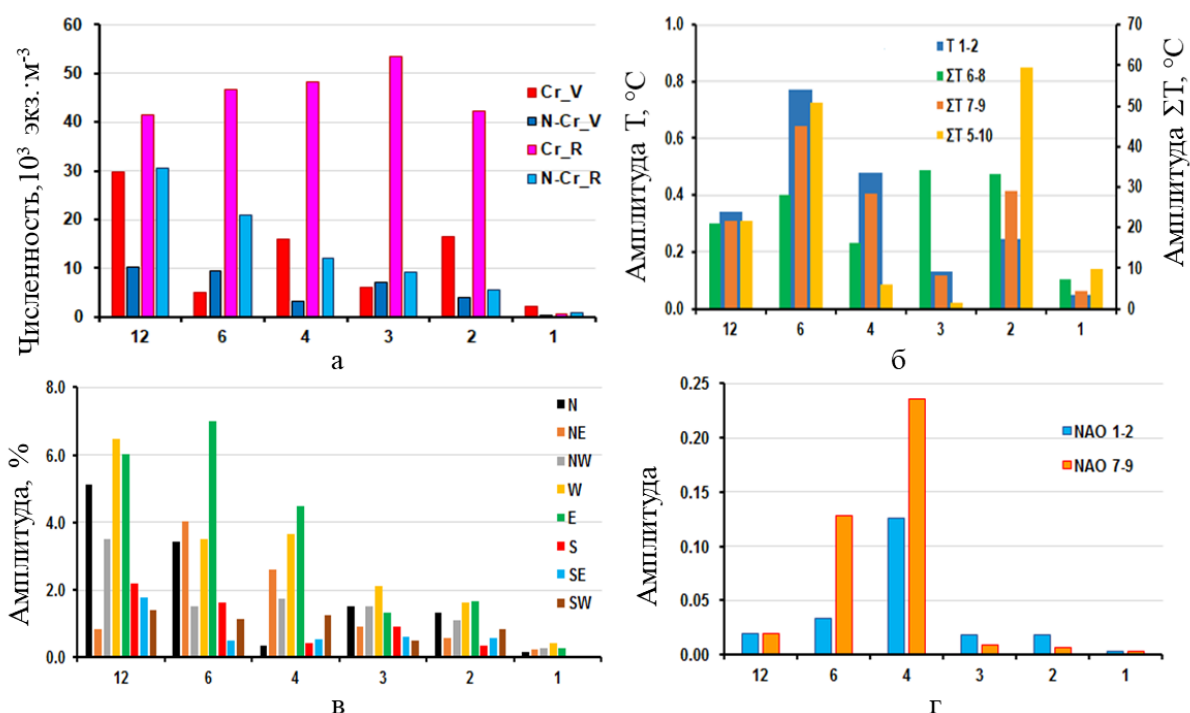


Рисунок 5.20 – Частотное распределение временных масштабов изменчивости исследуемых биотических и абиотических параметров в открытой прибрежной зоне – ст. Веха (V) и устье залива – ст. Равелин (R): ракообразный (Cr_V и Cr_R) и неракообразный (N-Cr_V и N-Cr_R) микрозоопланктон (а); средние и суммарные показатели температуры (б), повторяемости ветра разных направлений (в), Североатлантическое колебание (NAO) (г). б, в, г – идентичны для станций Веха и Равелин. 1–2, 6–8, 7–9, 5–10 – месяцы [Seregin et al., 2024].

Результаты корреляционного анализа отфильтрованных рядов данных по станциям Веха и Равелин приведены в табл. 5.9. Интересно, что процедура

филтрации по определенным периодам изменчивости (2–4 и 5–6 лет) позволяет выявить гораздо больше статистически значимых связей между микрозоопланктоном и физическими условиями среды, чем нативные данные.

При этом ветровые условия в основном одинаково влияют на численность МЗ в двух разных акваториях (знак корреляции одинаков). Однако в более закрытой области устья залива (ст. Равелин) влияние ветров выражено сильнее и, соответственно, характеризуется более высокими коэффициентами корреляции. Кроме того, сравнение коэффициентов корреляции, полученных для отфильтрованных рядов с разной периодичностью, 2–4-летней и 5–6-летней, показало, что коэффициенты в подавляющем большинстве случаев увеличиваются при учете 5–6-летней цикличности (табл. 5.9).

Таблица 5.9 – Статистически значимые коэффициенты корреляции отфильтрованных рядов численности микрозоопланктона (МЗ) (ракообразные/неракообразные) с гидрометеорологическими параметрами и глобальным климатическим индексом (Североатлантическое колебание (САК)) за 2–4 и 5–6 лет периоды в акватории Севастополя (прочерк означает отсутствие статистически значимой корреляции) [Seregin et al., 2024]

Численность	Гидрометеорологические параметры	Открытая акватория (ст. Веха)		Устье Севастопольской бухты (ст. Равелин)	
		2–4 года	5–6 лет	2–4 года	5–6 лет
Рачковый МЗ / нерачковый МЗ	ΣT_{5-10}	– / –0.80	– / –0.82	–0.86 / –	–0.85 / –
	Повторяемость ветра				
	NE ₆₋₈				
	SW ₆₋₈	– / –0.91	– / –0.89	–0.87 / –	–0.88 / –
	N ₇₋₉	–0.60 / –0.69	–0.75 / –0.82	–0.84 / –	–0.89 / –
	NW ₇₋₉	0.63 / 0.80	0.73 / 0.87	0.91 / –	0.93 / –
	S ₇₋₉	– / –	– / –	–0.90 / –	–0.94 / –
	SE ₇₋₉	0.68 / –	–0.85 / –	– / –	– / –0.61
	SW ₇₋₉	–0.62 / –0.86	–0.69 / –0.86	–0.68 / –	–0.75 / –
		–0.61 / –0.72	–0.77 / –0.80	–0.80 / –	–0.72 / –
	САК				
	CAK _{JF} (1-year lag)	– / 0.82	– / 0.86	0.67 / –	0.77 / –
	CAK _{JAS}	0.66 / –	0.83 / –	– / –	– / –0.61

Влияние температуры на численность МЗ. В ряду отфильтрованных данных влияние температуры было наиболее значимым, что отразилось в корреляции

численности неракообразных в открытой прибрежной зоне ($r = -0.80...-0.82$; $p < 0.05$) и ракообразных планктонов в устье залива ($r = -0.85...-0.86$; $p < 0.05$) с суммарными температурами в мае–октябре (табл. 5.9).

Влияние ветров на численность МЗ. В открытой прибрежной зоне для ракообразных планктонов выявлены заметные корреляции с повторяемостью юго-западных ветров в июне–августе и с ветрами северного и всего диапазона южных направлений в июле–сентябре. На численность неракообразных влияла повторяемость юго-западного ветра в июне–августе и северо-северо-западного и южного ветров в июле–сентябре (табл. 5.9).

На ст. Равелин на численность неракообразных наибольшее влияние оказали северо-восточные и юго-западные ветры в июне–августе и северо-западные и южные ветры в июле–сентябре. Для неракообразных наиболее значимыми оказались западные ветры.

Влияние САК на численность МЗ. Анализ влияния САК на биологические параметры планктона после применения БПФ показал следующее. Зимние индексы САК имеют максимальную корреляцию с численностью ракообразных планктонов на ст. Равелин и неракообразных на ст. Веха с задержкой в 1 год. При этом летние индексы САК коррелируют с численностью ракообразных и неракообразных МЗ в двух акваториях без временного сдвига.

Анализ главных компонент. Согласно проведенному для исходных данных анализу главных компонент, первые две главные компоненты, определяемые скоростью и повторяемостью ветров разных направлений, а также температурой воды, объясняли ~48–49% изменчивости исследуемых биотических параметров. После фильтрации рядов по выбранным периодам 2–4 и 5–6 лет процент объясненной дисперсии в двух исследуемых акваториях увеличился до 78–79% (рис. 5.21).

Оценка долговременных тенденций. Надежность аппроксимации линейных трендов для общей численности МЗ, ракообразных планктона и веслоногих рачков на станциях Веха и Равелин оказалась очень низкой. Для неракообразных планктонных организмов она достигла 0.32.

Согласно тесту Манна–Кендалла, статистически значимая тенденция характеризует многолетний ряд повторяемости ветров северо-западного (сильный положительный тренд; $\tau = 0.66$; $p = 0.004$) и западного направлений (сильный отрицательный тренд; $\tau = -0.73$; $p = 0.0005$) и суммы летней ТПМ за июнь–август (умеренный отрицательный тренд; $\tau = -0.46$; $p = 0.045$).

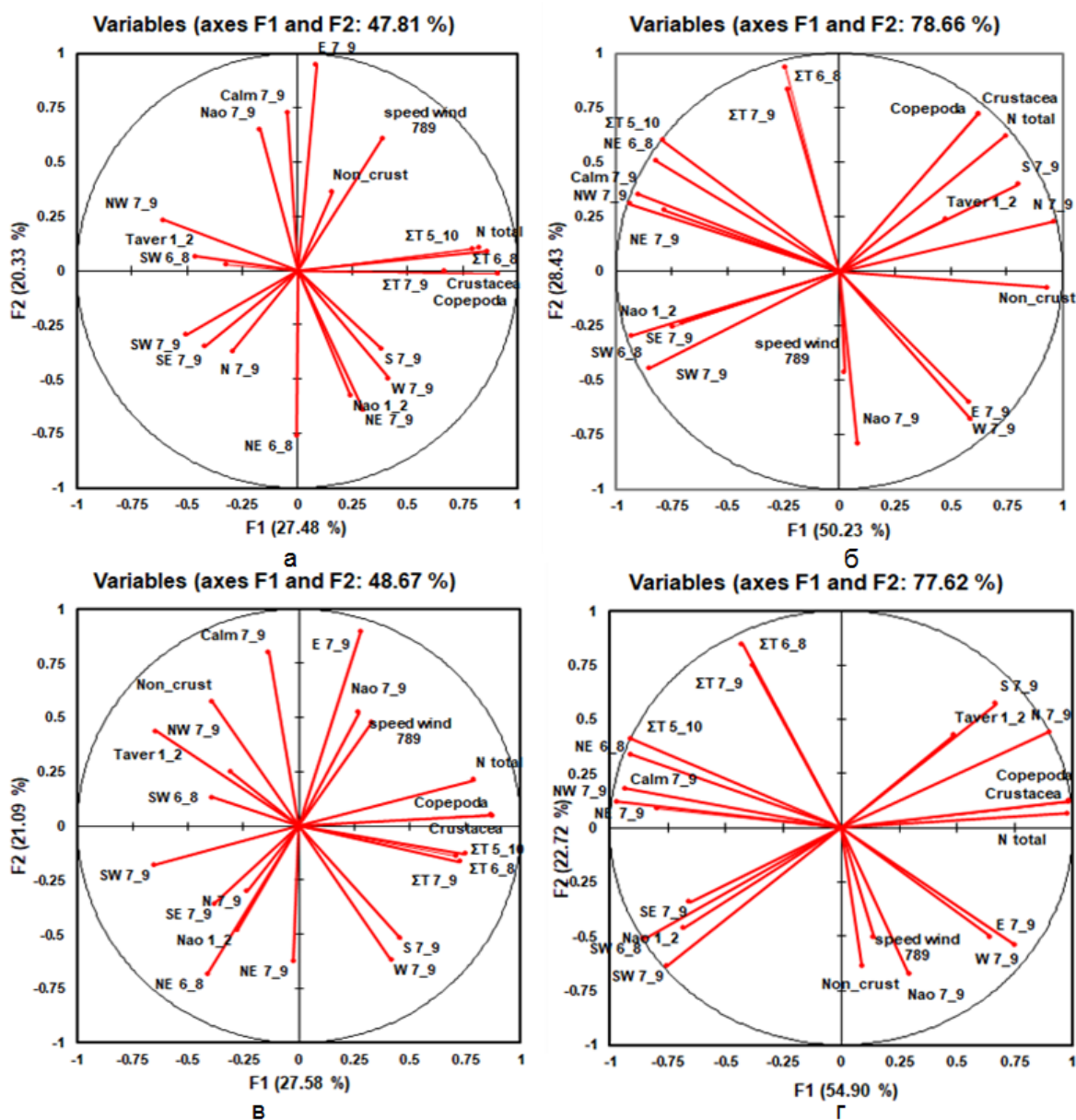


Рисунок 5.21 – Биplot-диаграммы первых двух главных компонент для исходных (а, в) и отфильтрованных (б, г) данных на станциях в открытой прибрежной зоне (ст. Веха (а, б)) и в устье Севастопольской бухты (ст. Равелин (в, г)) [Seregin et al., 2024]

Межгодовая изменчивость и многолетние тенденции параметров МЗ. При изучении пелагических экосистем важно выявлять повторяющиеся закономерности, межгодовую изменчивость и тренды. Одним из ключевых подходов является использование многолетних рядов численности зоопланктона. Результаты исследований показали, что в период 2010–2021 гг. общая численность и численность различных фракций микрозоопланктона подвергались значительным межгодовым колебаниям. При этом многолетние тенденции для ракообразных фракций имели слабо выраженную отрицательную тенденцию, а для неракообразных планктонных форм характеризовались небольшим ростом в последние годы как в открытом прибрежном районе Севастополя (ст. Веха), так и в устье Севастопольской бухты (ст. Равелин). Однако обе тенденции, как показали расчеты коэффициентов Манна-Кендалла, оказались статистически незначимыми.

Таким образом, можно утверждать, что рассматриваемый период 2010–2021 гг. характеризуется относительной стабильностью состояния зоопланктонного сообщества и показывает улучшение функциональной структуры зоопланктона. Этот вывод подтверждают и другие исследователи для разных районов Черного моря: румынского шельфа [Muresan et al., 2020], северо-восточного побережья [Ключанцева, Лукашева, 2023].

Связь параметров МЗ с общей температурой. Выявленная в наших исследованиях статистически значимая связь между численностью МЗ и общей температурой в мае–октябре представляется вполне закономерной. Летний гидрологический сезон (включая сентябрь) с самой высокой температурой воды характеризуется максимальной численностью и увеличением биоразнообразия зоопланктонного сообщества. В этот период к всесезонным видам планктонов присоединяются термофильные виды: представители веслоногих ракообразных *Centropages ponticus*, *Acartia tonsa* и *Oithona davisae*, а также представители ветвистоусых ракообразных *Pleopis polyphemoides*, *Penilia avirostris*, *Pseudevadne tergestina* и *Evadne spinifera* [Загородняя и др., 2007; Заремба, 2015]. Кроме того, в теплый период важным компонентом прибрежного зоопланктона являются меропланктонные формы бентосных организмов, которые в это время начинают

активно размножаться. В планктоне в большом количестве появляются их личинки: науплиусы и циприды *Cirripedia*, а также велигеры *Gastropoda* и *Bivalvia* [Лисицкая, 2017].

Это особенно актуально для последнего десятилетия, поскольку в летнем повышении численности МЗ в прибрежной зоне моря большую роль стал играть недавний вселенец в Черное море – теплолюбивый веслоногий рачок *Oithona davisae*. Примерно с середины июня его численность очень высока: десятки и сотни тысяч на м³. Такая динамика обусловлена средней продолжительностью цикла развития *O. davisae* в Черном море, которая составляет около (25 ± 5) дней [Светличный и др., 2016]. Активное развитие популяции этого вида начинается на фоне обычного для мая повышения температуры воды до $+17.5...+18.0$ °С [Серегин, Попова, 2016; Светличный и др., 2016]. При этом более ранний подъем численности, наблюдавшийся в 2010, 2012 и 2013 гг., был обусловлен ранним прогревом воды до $+18$ °С, в первой и второй декадах мая. В 2011, 2014 и 2015 гг. прогрев воды отмечался позже в конце мая и начале июня [Серегин, Попова, 2016]. Такая закономерность согласуется с общей концепцией влияния температуры на сезонность сообществ зоопланктона [Mackas et al., 2012]. В летний период в составе мезозоопланктона и его микропланктонной фракции в прибрежных водах преобладает *O. davisae*, составляя 80% и более от его общей численности [Светличный и др., 2016; Серегин, Попова, 2016]. Наибольшей численности вид достигает в конце лета – начале осени, на это время приходится пиковые значения общей численности МЗ. Как мы показали ранее, межгодовые колебания численности *O. davisae* качественно совпадали с изменениями суммы активных температур для этого вида и числа дней с наибольшей среднесуточной ТПМ [Серегин, Попова, 2016]. Аналогичная связь между суммой активных температур и численностью наблюдается для другого теплолюбивого вселенца Черного моря, представителя *Copepoda Pseudodiaptomus marinus* [Серегин, Попова, 2023].

Снижение численности зоопланктона в заливе Кальви (северо-западная часть Средиземноморья) после 2010 года было синхронным с резким ростом тенденции к потеплению морской воды [Fullgrabe et al., 2020]. Кроме того, изменчивость

численности *Copepoda*, *Cladocera* и других групп зоопланктона тесно связана с изменениями температуры воды, зафиксированными во время сильных климатических аномалий [Fernandez de Puelles, Molinero, 2008]. Согласно 27-летнему массиву данных по северо-восточной части Черного моря, начиная с 1999 года преобладающими факторами, влияющими на структуру планктонных сообществ, были температура и продуктивность, в то время как другие факторы были второстепенными [Vereshchaka et al., 2019].

Связь параметров МЗ с характеристиками ветров и индексом САК.

Корреляционный анализ преобразованных данных выявил заметные связи между биотическими параметрами, в первую очередь, с повторяемостью южного ветра (табл. 5.9). Отрицательное влияние повторяемости юго-западного и южного ветра на ракообразный и неракообразный планктон соответственно зафиксировано только на станции Равелин летом 2010–2021 гг. Южные и юго-западные ветры могут перегонять воды, не богатые биогенными веществами, из открытой части Черного моря в устье Севастопольской бухты. Кроме того, эти ветры могут переносить загрязнения из Южной бухты в район ст. Равелин [Иванов и др., 2006]. Эти два возможных механизма могут способствовать снижению численности МЗ. Штиль на станции Равелин, напротив, способствует увеличению численности МЗ. Повторяемость северного ветра существенно положительно влияет на численность ракообразных фракции МЗ в устье залива и неракообразных фракций в открытой прибрежной зоне у Севастополя (табл. 5.9). Этот северный ветер способствует экмановскому апвеллингу [Kampf, Chapman, 2016] в районе ст. Веха и выносу поверхностных вод с берега в залив на ст. Равелин. Это способствует подъему биогенных веществ – питательной базы нижних звеньев трофической цепи зоопланктона (фитопланктона) из нижних слоев воды к поверхности, что приводит к увеличению численности планктонного сообщества [Krashenninnikova et al., 2024]. Аналогичное положительное влияние северных и северо-восточных ветров на динамику численности ихтиопланктона на ст. Веха и Равелин соответственно летом 1960–2017 гг. выявлено в работах [Basova et al., 2021, 2022]. Результаты подчеркивают роль гидродинамики, обусловленную метеорологическими

условиями, в контроле уровней численности зоопланктона в сезонных и долгосрочных масштабах [Buttay et al., 2016].

Тепловые параметры поверхностных вод Черного моря в основном зависят от направления и интенсивности ветра, которые, в свою очередь, обусловлены глобальными атмосферными процессами, например, САК [Нестеров, 2013]. Например, обнаружено, что зимний САК коррелирует как с зимней температурой воды, так и с весенним пиком численности зоопланктона, что свидетельствует о масштабных процессах, влияющих на региональное сообщество зоопланктона [Buttay et al., 2016]. Индекс САК связан с периодами ~ 6 лет. На масштабах 5–6 лет связь численности зоопланктона с САК (ст. Веха ($r=0.86$) и ст. Равелин ($r=0.77$)) получена выше, чем по исходным рядам данных (ст. Веха $r=0.76$ и ст. Равелин ($r=0.68$)).

В Черном море преобладают два ветровых режима: северо-восточный и юго-западный. Последний зависит в первую очередь от западного переноса над Северной Атлантикой, который можно измерить индексом САК. Установлено, что в период усиления САК преобладает юго-западный ветровой режим, а параметры ветра хорошо коррелируют с зимним индексом САК [Казьмин, Зацепин, 2010]. В то же время южная составляющая ветрового режима имеет отрицательную корреляцию с САК: чем сильнее САК, тем слабее южный перенос тепла и ниже ТПО. Это в конечном итоге сказывается на численности планктона.

Помимо указанных выше публикаций, существуют и другие работы, посвященные влиянию САК на численность и/или биомассу зоопланктона и его отдельных групп. Географически такие исследования проводились в первую очередь в Атлантическом океане и морях его бассейна [Fromentin, Planque, 1996]. Согласно этим исследованиям, долгосрочные изменения численности *Calanus finmarchicus* и *C. helgolandicus* связаны с комбинацией двух основных факторов: интенсивностью ветрового воздействия и температурой воды, и оба они обусловлены САК. В работе [Piontkovski, Nameed, 2002] показано, что межгодовые изменения общей численности *Copepoda* в заливе Мэн связаны с системами атмосферного давления Северной Атлантики: Азорским максимумом и Исландским минимумом. В.

Дворецкий и А. Дворецкий (2015) установили, что количественные характеристики *Oithona similis* в Баренцевом море имеют обратную корреляцию с соленостью воды и зимним индексом САК. На примере Атлантического региона и его внутренних морей (вплоть до Каспийского моря) работы [Piontkovski et al., 2006, 2011] показали очевидное влияние изменений САК на межгодовые изменения популяций зоопланктона в широком диапазоне географических регионов и сред. В глобальном масштабе атмосферные аномалии могут полностью повлиять на сообщества зоопланктона. Это проявляется через изменение интегративных характеристик сообщества зоопланктона: общей численности веслоногих рачков и общей биомассы мезозоопланктона. Также была выявлена задержка во времени реакции зоопланктона на САК, на которую влиял в большей степени масштаб водоема, чем его широтное или долготное положение. Для шельфовых вод Черного моря в разных его районах временной сдвиг влияния САК на общую биомассу зоопланктона составил до 3 лет [Piontkovski et al., 2006, 2011].

Различия между открытым побережьем и Севастопольской бухтой.

Наблюдаемые различия между двумя исследованными акваториями можно разделить на две группы: количественные показатели обилия для сообщества МЗ и различия в реакции на факторы среды в масштабах многолетних изменений.

Несмотря на незначительное физическое расстояние между станциями, условия в закрытых водах устья залива заметно отличаются от открытого побережья по температуре и трофическому статусу вод. Как уже упоминалось, воды ст. Веха характеризуются как условно чистые, а устье Севастопольской бухты (ст. Равелин) является зоной слабого загрязнения с более высокой трофностью вод [Иванов и др., 2006; Кондратьев, Видничук, 2020; Совга и др., 2020]. Проведенное в работе [Серегин, Попова, 2023] ранее сравнение этих акваторий по трофности на основе расчета индексов биоразнообразия за летний период выявило олиготрофный статус вод в открытом побережье и мезотрофный статус в устье залива. Аналогичный результат был зафиксирован ранее с использованием индексов загрязнения (ИЗ) и *E-TRIX* [Совга и др., 2020]. При этом в заливе наблюдается существенно более высокая абсолютная и относительная численность термофильного вселенца *O. davisae* по

сравнению с открытым морем. Известно, что этот вид предпочитает трофные воды и является индикатором антропогенного загрязнения акваторий [Светличный и др., 2016; Serranito et al., 2016; Drira et al., 2018]. При высоких температурах в Черном море отмечается ускоренный рост численности *O. davisae* [Серегин, Попова, 2016; Светличный и др., 2016, 2018].

Если говорить о различиях двух акваторий по степени зависимости от изучаемых факторов среды, то следует отметить более сильную связь численности МЗ с ветровыми условиями. Это обусловлено орографией бухты, которая влияет и на ветровой режим непосредственно над Севастопольской бухтой. В частности, северные и северо-восточные ветры трансформируются в восточные, а юго-восточные – в южные [Иванов и др., 2006]. Таким образом, наблюдается накапливающееся влияние ветров определенных румбов. При этом влияние глобальных факторов (в нашем случае САК) на акватории, защищенной побережьем, слабее.

5.6 Влияние гидрометеорологических факторов на многолетнюю изменчивость ихтиопланктона в акватории г. Севастополя и Севастопольской бухте

Известно, что особенности гидрометеорологического и гидрохимического режимов, трофического уровня территории и антропогенного загрязнения определяют состояние ихтиопланктонных сообществ в целом [Гордина, Климова, 1996]. Выявление закономерностей пространственного распределения ихтиопланктона, особенно в прибрежной зоне, представляет большой интерес как для научной аудитории. Эстуарии, прибрежные районы и заливы являются важными местами обитания различных постоянных, мигрирующих и открытых видов рыб. Эти регионы характеризуются высокой изменчивостью окружающей среды и играют решающую роль в динамике прибрежной среды [Beck et al., 2001; Innal, Giannetto, 2020; Chermahini et al., 2021]. В динамически активных условиях шельфовой зоны Черного моря при отсутствии квазистационарных фронтальных зон основную роль в перераспределении ихтиопланктона может играть вертикальный подъем воды

(береговой апвеллинг), который поднимает питательные вещества из глубинных слоев за счет действия ветра.

Основные нерестилища промысловых рыб расположены в прибрежных водах Черного моря и прибрежной зоне Севастополя, а Севастопольская бухта традиционно является важным и ценным нерестилищем [Дехник, Павловская, 1979]. Такие зоны используются в международной практике в качестве подходящих питомников для молоди многих экологически и промысловых видов [Strydom, 2002; Costalago et al., 2015; Chermahini et al., 2021]. В то же время Севастопольская бухта все больше подвергалась антропогенной нагрузке – в нее поступают неочищенные сточные и ливневые стоки, наземный сток во время снеготаяния и дождей, сбросы военных баз, гражданского флота и яхт-клубов. Как следствие, после 1988 г. этот район перестал иметь большое промысловое значение [Гордина, Климова, 1996; Куфтаркова и др., 2008]. В связи с этим изучение закономерностей формирования и функционирования ихтиопланктонных сообществ прибрежной зоны г. Севастополя в условиях интенсивного антропогенного воздействия и изменения климата является необходимым и важным. Специальные меры охраны обеспечат благоприятные условия для развития икры и молоди рыб в прибрежной зоне Севастополя и постепенно приведут к восстановлению нерестилищ и рыбных запасов. Для создания модели экосистемы Черного моря и проверки существующих численных моделей [Тимченко и др., 2007; Grégoire et al., 2008], а также прогнозировать будущие изменения экосистемы, важно постоянно отслеживать характеристики ихтиопланктона *in situ*.

Начиная с 1965-х гг. по настоящее время не были изучены долговременные тенденции обилия ихтиопланктона, а также не выявлены причины, их обуславливающие.

Задачами в рамках этой части диссертационной работы являлись: изучить многолетнюю изменчивость численности ихтиопланктона в прибрежной зоне Севастополя в период нереста под влиянием различных экологических факторов и дать рекомендации по сохранению промысла в этом районе. Для этого

использовались данные долгосрочного мониторинга прибрежных районов г. Севастополя и Севастопольской бухты.

Прибрежная акватория Севастополя. Межгодовая динамика и линейные тренды средней численности икры и личинок в летний период в прибрежной зоне Севастополя за 1965–2017 гг. представлены на рис. 5.22 и табл. 5.10. Каждая точка ихтиопланктонного ряда определяется набором значений, полученных для севастопольского побережья. Таким образом, были рассчитаны стандартные отклонения (рис. 5.22) для повышения достоверности полученных результатов.

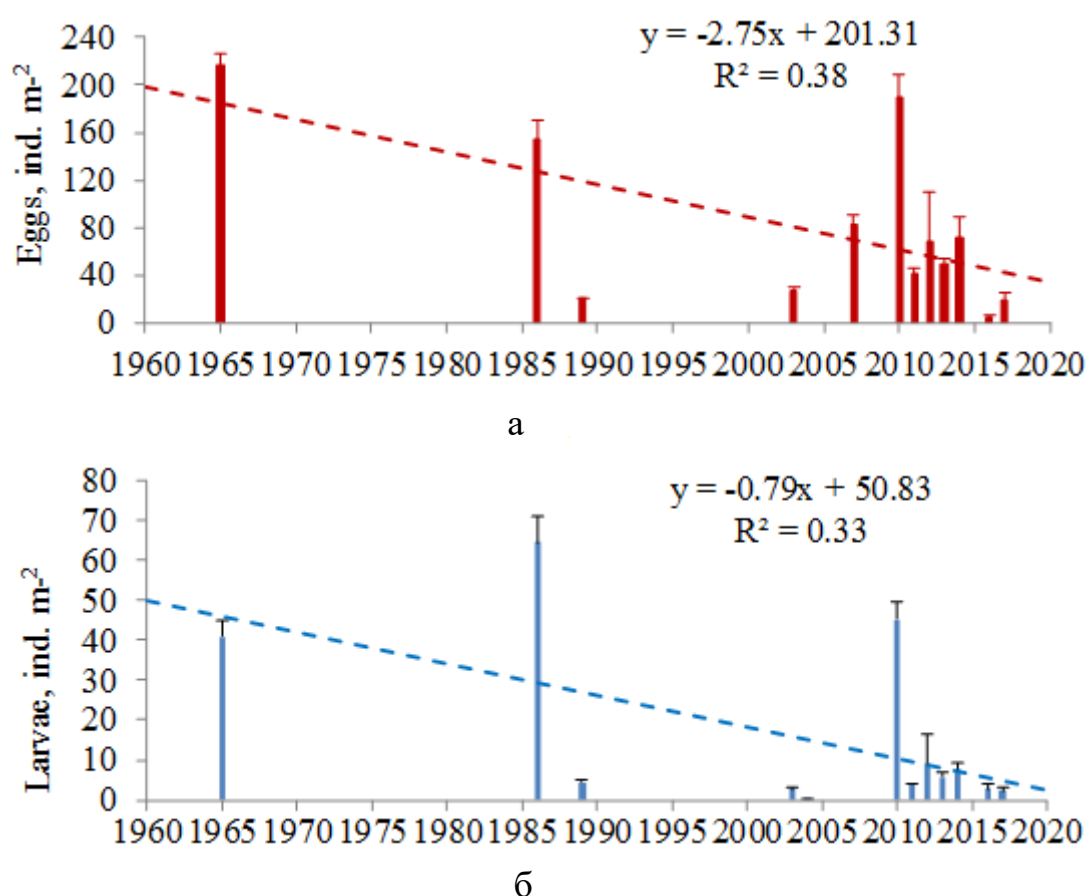


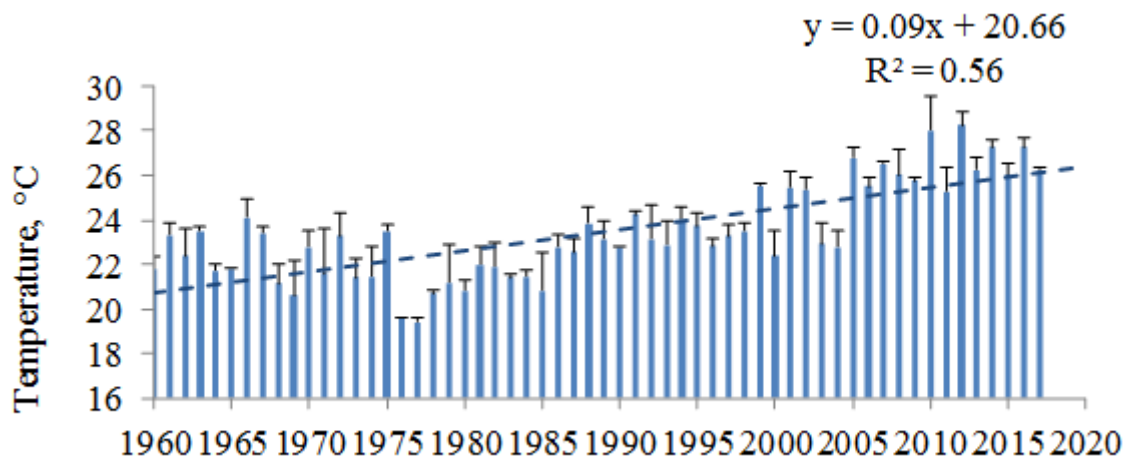
Рисунок 5.22 – Численность яиц (а) и личинок (б) прибрежной зоны Севастополя летом в разные годы за 1960–2017 гг. (экз. · м⁻²) и соответствующие им линейные тренды (штриховые линии). Столбики погрешностей обозначают стандартные отклонения [Basova et al., 2021].

Таблица 5.10 – Средняя численность икры и личинок рыб (экз. м⁻²) в прибрежной зоне Севастополя в летний период 1960–2017 гг.

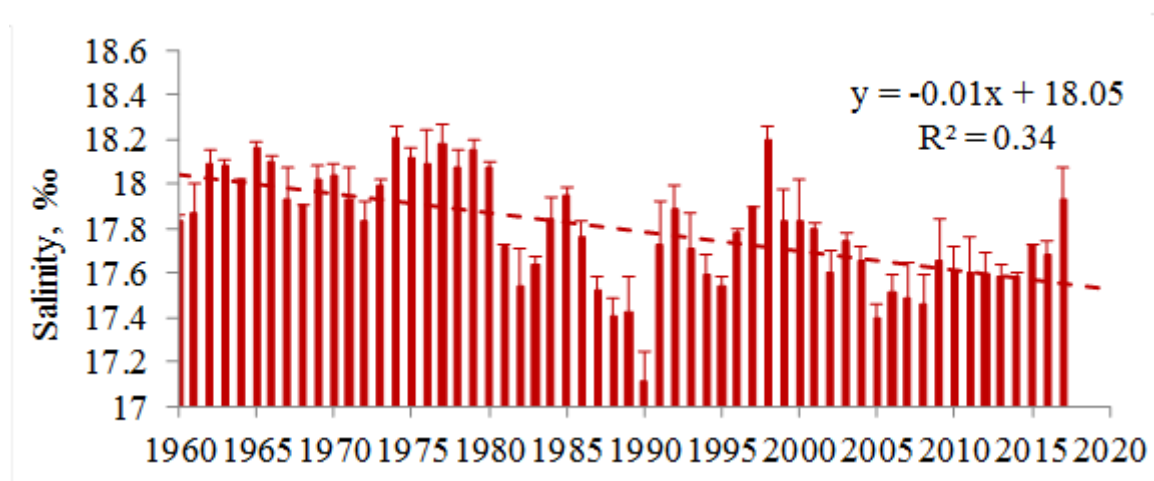
Годы	Икра	Личинки	Авторы
1960–1970	216	41	[Dekhnik, Pavlovskaya, 1979]
1986	192.2	68.8	[Климова, 2006]
1986	118	60	[Gordina et al., 2003]
1989	20	4.5	[Gordina et al., 2003]
2003	26.6	2.8	[Klimova et al., 2014]
2003	28	–	
2004	–	0.3 ... 0.7	[Salechova et al., 2007]
2007	83	–	[Климова, Вдович, 2007]
2010	189.2	45.2	[Klimova et al., 2014]
2011	42	3.9	[Климова и др., 2013]
2012	67.6 7.26 ± 5.11(30)	8.9	[Basova et al., 2021]
2013	51.23 32.35 ±	4.11 2.72 ± 0.84(55)	[Basova et al., 2021]
2014	65.24	6.91	[Basova et al., 2021]
2016	4.39	2.84	[Basova et al., 2021]
2017	18.56	2.29	[Basova et al., 2021]

В 60–70-е гг. XX в. в летнее время средняя многолетняя численность икры в прибрежной зоне Севастополя составляла 216 экз.·м⁻², а личинок – 41 экз.·м⁻² (рис. 5.23). В 1989 г. максимальная концентрация икры летом снизилась до 20 экз.·м⁻², а личинок – до 4.5 экз.·м⁻². Низкие концентрации ихтиопланктона у побережья Севастополя отмечались и в последующие годы. К началу 2000 г. в ихтиопланктонном сообществе наблюдались положительные тенденции рис. 5.22. С 2010 г. по настоящее время наблюдается снижение численности ихтиопланктона.

На рис. 5.23 показаны межгодовая динамика температуры и солености воды на метеостанции г. Севастополь и их многолетние тренды. Анализ линейных трендов показывает повышение температуры воды на 5 °С (рис. 5.23а) за период 1960–2017 гг. и снижение солености на 0.4 епс (рис. 5.23б) за период 1960–2017 гг. в летний период.



а



б

Рисунок 5.23 – Межгодовая динамика температуры (а) и солёности воды (б) за 1960–2017 гг. в летний период по данным Севастопольской метеостанции. Пунктирные линии — линейные тренды, а планки погрешностей — стандартные отклонения.

[Basova et al., 2021]

Достоверное сравнение линейных трендов на рис. 5.22 и рис. 5.23 ($p < 0.05$) показывает, что снижение численности ихтиопланктона было связано с повышением температуры воды и уменьшением солёности за длительный период наблюдений. На рис. 5.24а, б показана межгодовая динамика скорости и направления ветра на Севастопольской метеостанции. Линейные тренды указывают на уменьшение скорости ветра на $\sim 1.2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ за исследуемый период (рис. 5.24а).

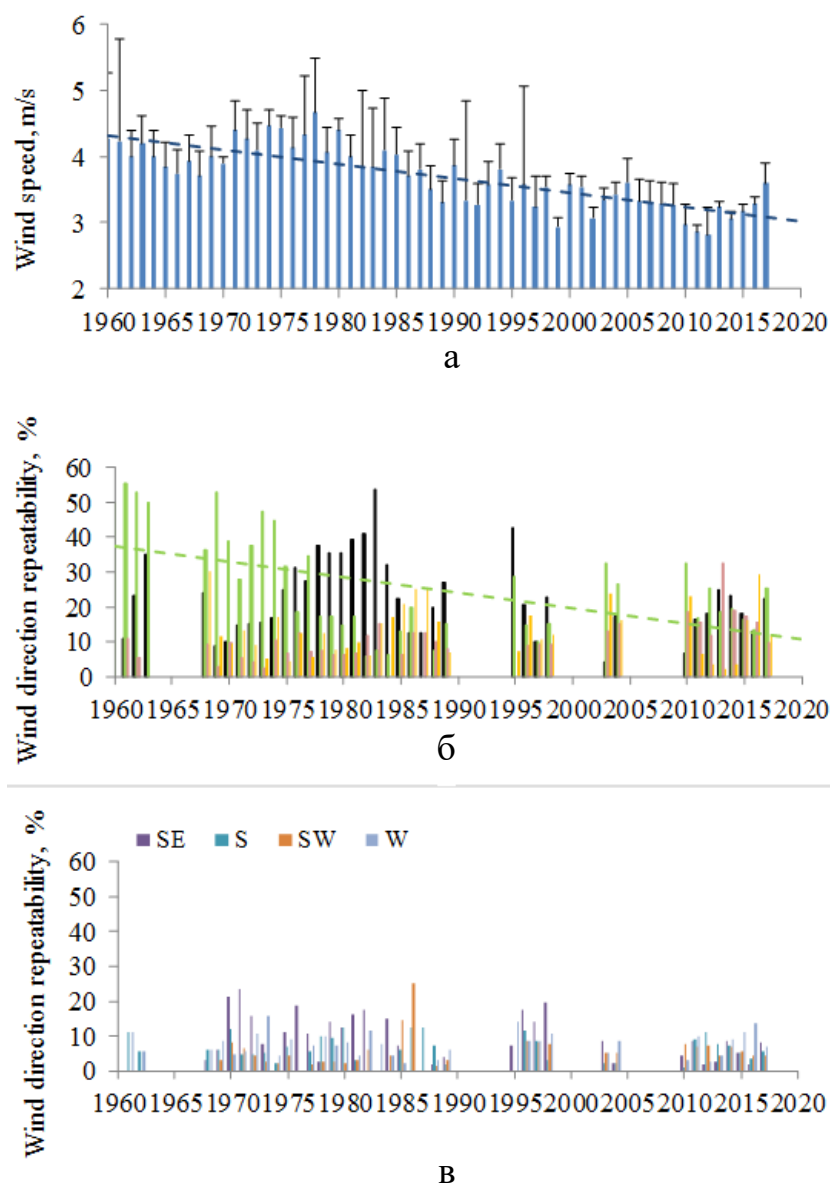


Рисунок 5.24 – Межгодовая динамика скорости ветра (а) и повторяемости ветра северного, северо-восточного, восточного (б) и юго-восточного, южного, юго-западного и западного (в) направлений на Севастопольской метеостанции за 1960–2017 гг. в летний период из [Basova et al., 2021]. Пунктирные линии – линейные тренды, а планки погрешностей – стандартные отклонения

Ветры северо-восточного, северного и восточного направлений, вызывающие апвеллинги, наблюдались у побережья Севастополя в июне–августе в 1960–2017 гг. Их повторяемость составляла в среднем 30, 20 и 15% соответственно [Basova et al., 2021]. Наблюдается значительное, при уровне достоверности 95%, снижение (~20%) среднегодовой повторяемости ветра северо-восточного направления за 1960–2017 гг.

(рис. 5.24б). Повторяемость северных и восточных ветров не имеет существенных трендов за длительный период наблюдений. Наименьшая повторяемость направления ветра (менее 10%) на метеостанции Севастополь наблюдается для западного, южного и юго-западного ветров (рис. 5.24в), при этом значимых линейных трендов в изменчивости их рядов нет.

Сравнение рис. 5.22 и рис. 5.24б показывает значительную положительную корреляцию между годовой изменчивостью численности ихтиопланктона и повторяемостью ветра северо-восточного направления. Наблюдается их снижение с середины 1960-х до середины 1990-х гг. и последующий рост до середины 2010-х. Это косвенно подтверждает связь обилия ихтиопланктона с поднятием глубинных вод в результате прибрежных апвеллингов, вызванных ветрами соответствующих направлений.

Для выявления наиболее значимых факторов, объясняющих соответствующие изменения численности ихтиопланктона, был применен анализ *РСА*. Двухмерная корреляционная диаграмма включала факторы повторяемости северного, северо-восточного и восточного ветра, силы северо-восточного ветра, температуры и солености. Вклад первых двух основных составляющих составляет 76.5% изменчивости гидрометеорологических параметров, влияющих на численность яиц и личинок (рис. 5.25).

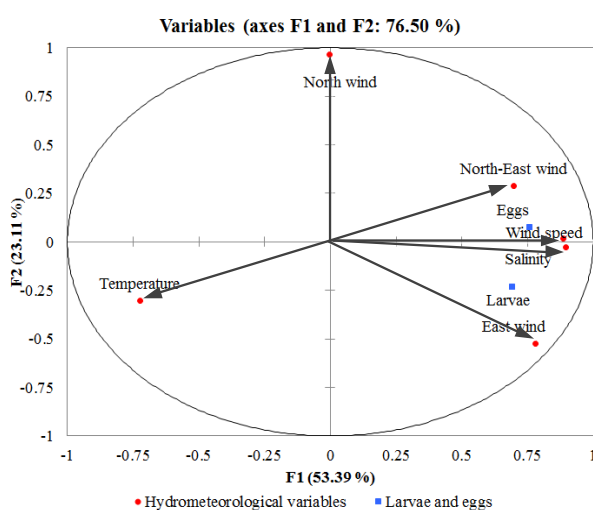


Рисунок 5.25 – Корреляционная двойная диаграмма, основанная на анализе главных компонент (АГК) гидрометеорологических переменных и численности ихтиопланктона из [Basova et al., 2021]

Анализ *РСА* четко показал положительную связь повторяемости с силой северо-восточного ветра и, в меньшей степени, восточного ветра с обилием ихтиопланктона. Существует значимая корреляция между количеством яиц, соленостью и повторяемостью северо-восточного ветра. Кроме того, анализ *РСА* показал отрицательную связь между температурой и численностью как икры, так и личинок, что, вероятно, связано с косвенным влиянием северо-восточного ветра. Корреляционная матрица представлена в (табл. 5.11).

Таблица 5.11 – Корреляционная матрица (Пирсона ($n-1$))

гидрометеорологических параметров и численности ихтиопланктона (икры и личинок). Значения значимых коэффициентов корреляции (r) при ($p < 0.05$) выделены жирным шрифтом

Переменные	Повт. сев. Ветра	Повт. северо-вост. ветра	Повт. вост. ветра	Температура	Скорость ветра	Соленость	Личинки	Икра
Повт. сев ветра	1	0.19	-0.44	-0.28	0.06	-0.05	-0.32	-0.03
Повт сев.-вост. Ветра	0.19	1	0.30	-0.34	0.44	0.75	0.49	0.82
Повт. вост.ветра	-0.44	0.30	1	-0.48	0.68	0.62	0.61	0.51
Температура	-0.28	-0.34	-0.48	1	-0.66	-0.45	-0.57	-0.56
Скорость ветра	0.06	0.44	0.68	-0.66	1	0.72	0.64	0.56
Соленость	-0.05	0.75	0.62	-0.45	0.72	1	0.46	0.62
Личинки	-0.32	0.49	0.61	-0.57	0.64	0.46	1	0.8
Икра	-0.03	0.82	0.51	-0.56	0.56	0.62	0.86	1

Выявлена значимая положительная связь между численностью икры рыб и повторяемостью северо-восточного ветра ($r = 0.82$), между численностью личинок и скоростью северо-восточного ветра ($r = 0.64$), между численностью икры и соленостью ($r = 0.62$), а также в виде отрицательной связи между численностью яиц и личинок и температурой ($r = -0.56$ и -0.57 соответственно) (табл. 5.11).

Многофакторный анализ ANOVA также показал значительный кумулятивный эффект повторяемости, скорости северо-восточного ветра и температуры на численность яиц (< 0.05). Так, летом ветры с севера и востока выталкивают теплые воды в открытое море, что приводит к их вытеснению относительно холодными водами и снижению температуры в прибрежной зоне, что сопровождается увеличением численности ихтиопланктона на долгосрочная шкала изменчивости.

Дополнительный анализ изменений температуры воды выявил локальные прибрежные апвеллинги (рис. 5.23а). Понижение температуры на 2–4 °С, вероятно, вызванное локальными апвеллингами, наблюдалось в 1969, 1977, 1985, 2009 г., т.е. с периодичностью ~8 и ~20–25 лет. В этот период наблюдалось усиление ветра, особенно с севера и северо-востока. В то же время на следующий год после выраженных апвеллингов наблюдалось повышение температуры, сопровождавшееся аналогичными пиками численности ихтиопланктона (1986, 2010). По-видимому, в межгодовой динамике ихтиопланктона выделяется период изменчивости 20–25 лет, характеризующийся максимумами в середине 60-х, 1986 и 2010 гг. (рис. 5.23). В этот период наблюдалось усиление ветра, особенно с севера и северо-востока. В то же время на следующий год после выраженных апвеллингов наблюдалось повышение температуры, сопровождавшееся аналогичными пиками численности ихтиопланктона (1986, 2010 г.). По-видимому, в межгодовой динамике ихтиопланктона выделяется период изменчивости 20–25 лет, характеризующийся максимумами в середине 60-х гг., 1986 и 2010 г. (рис. 5.22).

По литературным данным, к резкому снижению численности икры и личинок приводят следующие факторы: нерациональный промысел и отлов неполовозрелых особей [Гордина и др., 2004], повышенное загрязнение шельфовых вод Черного моря, наличие *Mnemiopsis leidyi* в Черном море с 1988–1989 гг., что подрывает кормовую базу личинок рыб [Поликарпов и др., 1991]. Внедрение чужеродных видов можно рассматривать как важный фактор, приводящий к резкому падению численности ихтиопланктона и постепенному изменению состава и структуры прибрежных ихтиоценов и трофических цепей [Гордина и др., 2004; Климова и др., 2013; Franchi et al., 2014; Pompei et al., 2014].

В результате постепенного накопления негативных изменений планктонных сообществ к середине 1990-х гг. произошло катастрофическое падение численности ихтиопланктона на 1–2 порядка во всем Черном море [Архипов, 1992]. В 1960-е гг. среди морей Средиземноморского бассейна Черное море занимало второе место по рыбопродуктивности после Азовского моря, но уже к 1992 г. оно оказалось на уровне продуктивно бедных морей бассейна [Гордина, Климова, 1996].

Как показано в настоящем исследовании, к началу 2000 г. в ихтиопланктонном сообществе наметились положительные тенденции. Во-первых, инвазия гребневика *Beroe ovata*, питающегося гребневиком *Mnemiopsis leidyi* и регулирующего его численность, привела к улучшению кормовой базы личинок. До инвазии *Beroe ovata* с конца 1980-х – начала 1990-х до 2001 г. в уловах в основном присутствовали личинки молодых размерных групп на стадии желточного питания, а в Севастопольской бухте их численность составляла 7 экз.·м⁻² [Гордина и др., 2004; Климова, 2010; Климова и др., 2013]. С другой стороны, загрязнение прибрежных территорий стало резко снижаться из-за снижения интенсивности промышленного и сельскохозяйственного производства. Воды Севастопольской бухты в 2000–2001 гг. относились к «умеренно загрязненным», тогда как в 1990-е гг. к «загрязненным» [Павлова и др., 1999; Губанов и др., 2002]. Эти причины, вероятно, являются основными, способствовавшими постепенному улучшению состояния ихтиопланктона за 2000–2010 гг. Личинки промысловых видов рыб *Engraulis encrasicolus*, *Diplodus annularis*, *Mullus barbatus* и *Trachurus mediterraneus*, преобладавшие в 1960-х гг. в прибрежной зоне Севастополя, в 2012–2017 гг. встречались в значительно меньших количествах [Basova et al., 2021].

Следует подчеркнуть, что антропогенная эвтрофикация в 1970–1980-е гг., вызвавшая увеличение биогенных элементов (неорганического азота и фосфора) в прибрежных районах Черного моря, также способствовала наблюдаемой в этот период высокой численности ихтиопланктона (рис. 5.22). В период «постэвтрофикации» с начала 1990-х гг. произошло снижение концентраций азота и фосфора в воде [Oguz, 2010], что могло привести к уменьшению численности ихтиопланктона и прибрежная зона Севастополя. С начала 2000-х гг. до 2010 г.

наблюдалось увеличение биогенных элементов, затем произошло их некоторое снижение, и, в целом, их концентрация остается неизменной до настоящего времени [Чёрное море, 2013; Капранов и др., 2020].

Выявлено общее снижение скорости и повторяемости ветра преобладающего северо-восточного направления, а также повышение температуры воды и снижение солености воды в прибрежной зоне Севастополя за период 1960–2017 гг. [Basova et al., 2021]. Этот процесс сопровождался снижением численности яиц и личинок ($p \leq 0.05$), что также может свидетельствовать о неблагоприятном состоянии прибрежной зоны г. Севастополя в период наблюдений.

В диссертационной работе проводился анализ долговременных изменений приповерхностной температуры воздуха по данным метеостанций, реанализа *ERA5*, а также моделей *CMIP5*. В работе на основании сравнительного анализа данных о температуре воздуха по метеостанциям (*s*), реанализам (*r*), моделям (*G* (*GFDL*), *M* (*MPI*)) получено, что наиболее близкие значения к данным метеостанций имеют реанализы, модели, особенно *MPI*, немного завышают средние значения на всех метеостанциях за 2006–2023 гг. (табл. 5.12).

Расчет корреляций по Пирсону показал, что значимые связи ($r=0.9$) между среднегодовыми значениями температуры воздуха на метеостанциях получены с модельными расчетами реанализа. Модель *GFDL4.5* показала достаточно высокие связи ($r=0.4$) на всех метеостанциях. Модель *MPI4.5* показала достаточно высокие корреляции с метеостанциями ($r=0.4$). Возможно корреляции оказались бы выше при рассмотрении среднемесячных значений или анализе более длительного ряда. При этом *MPI2.6* и *MPI8.5* демонстрирует отрицательные связи среднегодовых значений T_a , что свидетельствует о сильном сдвиге по фазе этих прогонов модели.

Анализ достоверности тенденций температуры воздуха за период 2006–2023 проводился по критерию Манна-Кендалла. Он показал, что значимые тенденции повышения температуры ($p<0.05$) за указанный период получены на всех метеостанциях Ялта, Керчь, Карадаг, Туапсе. Это подтвердилось реанализом *ERA5*, а также моделями *GFDL* 2.6, 4.5, 8.5, *MPI* 4.5.

Таблица 5.12 – Минимальные и максимальные, среднегодовые значения температуры воздуха метеостанций, реанализа *ERA5*, выбранных моделей проекта *CMIP5* за 2006–2023 гг.

Переменные	Наблюдения	Минимум	Максимум	Среднее значение	Стандартное отклонение
sЯлта	18	13.2	15.4	14.5	0.6
sКарадаг	18	11.4	14.3	12.9	0.7
sКерчь	18	11.2	13.4	12.6	0.6
sТуапсе	18	13.6	16.5	15.2	0.7
rЯлта	18	11.3	13.3	12.5	0.5
rКарадаг	18	12.1	14.1	13.3	0.5
rКерчь	18	12.2	14.3	13.5	0.6
rТуапсе	18	13.9	16.4	15.3	0.7
G26Ялта	18	12.6	15.7	13.9	0.8
G26Карадаг	18	12.3	15.6	13.8	0.8
G26Керчь	18	11.9	15.4	13.5	0.9
G26Туапсе	18	12.4	14.9	13.6	0.7
G45Ялта	18	12.3	15.1	13.9	0.7
G45Карадаг	18	12.1	15.0	13.8	0.8
G45Керчь	18	11.8	14.7	13.5	0.8
G45Туапсе	18	12.4	14.6	13.6	0.6
G85Ялта	18	12.8	16.1	14.2	0.8
G85Карадаг	18	12.7	15.9	14.0	0.8
G85Керчь	18	12.4	15.8	13.8	0.9
G85Туапсе	18	12.3	15.5	13.7	0.8
M26Ялта	18	15.2	16.7	15.9	0.4
M26Карадаг	18	14.7	16.5	15.5	0.5
M26Керчь	18	13.8	16.1	14.8	0.6
M26Туапсе	18	15.4	17.7	16.2	0.5
M45Ялта	18	14.3	16.8	15.5	0.7
M45Карадаг	18	13.8	16.5	15.1	0.7
M45Керчь	18	13.0	15.9	14.4	0.8
M45Туапсе	18	14.9	17.1	15.9	0.7
M85Ялта	18	14.6	16.9	15.9	0.7
M85Карадаг	18	14.0	16.5	15.5	0.7
M85Керчь	18	13.2	16.1	14.9	0.8
M85Туапсе	18	14.6	17.5	16.3	0.9

Наблюдаемое увеличение приповерхностной температуры подтверждается данными метеостанций, реанализом и модельными расчетами *GFDL-CM3* над Черноморским регионом (рис. 5.26).

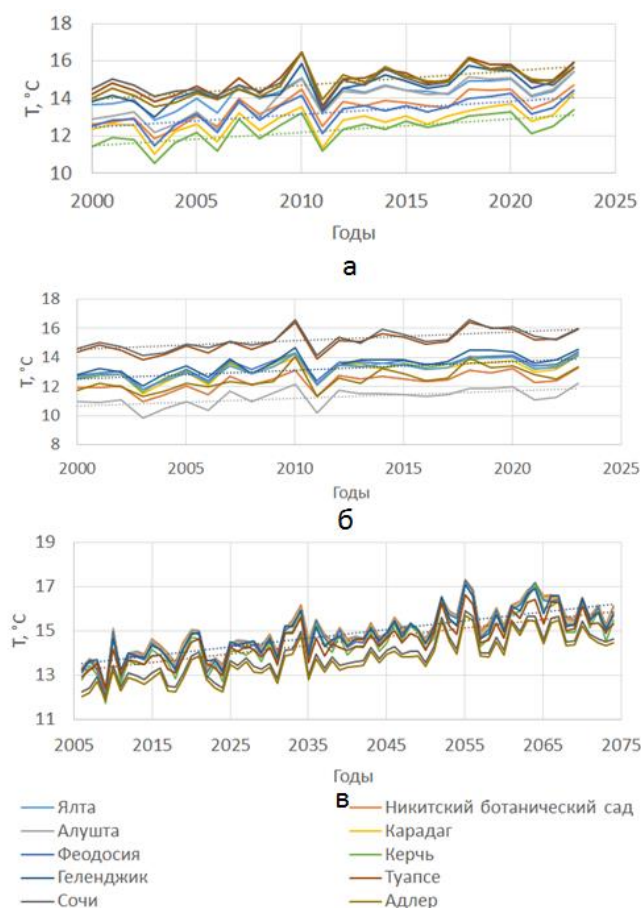


Рисунок 5.26 – Межгодовая динамика приповерхностной температуры по данным разных метеостанций за 2000–2023 гг. (а), реанализа *ERA5* за 2000–2023 гг. (б), модели *GFDL-CM3* для нормального развития сценария парниковых газов (*SSP 4.5*) проекта *CMIP5* за 2000–2023 (исторический массив), 2024–2074 гг. (прогностический массив) (в) над Черным морем

Наблюдаемое снижение скорости ветра получено по метеостанциям Севастополь и Херсонесский маяк, а также Керчь и Евпатория (рис. 5.27) и моделями проекта *CMIP5* (Крашенинникова и др, 2019).

Среднегодовые и среднемесячные её значения по данным гидрометеорологических станций южного побережья России за десятилетие 1971–1980 гг., снизились по сравнению с 1936–1965 гг. Похожая тенденция отмечена для северо-восточной части Черного моря в работе [Иванов и др., 2011].

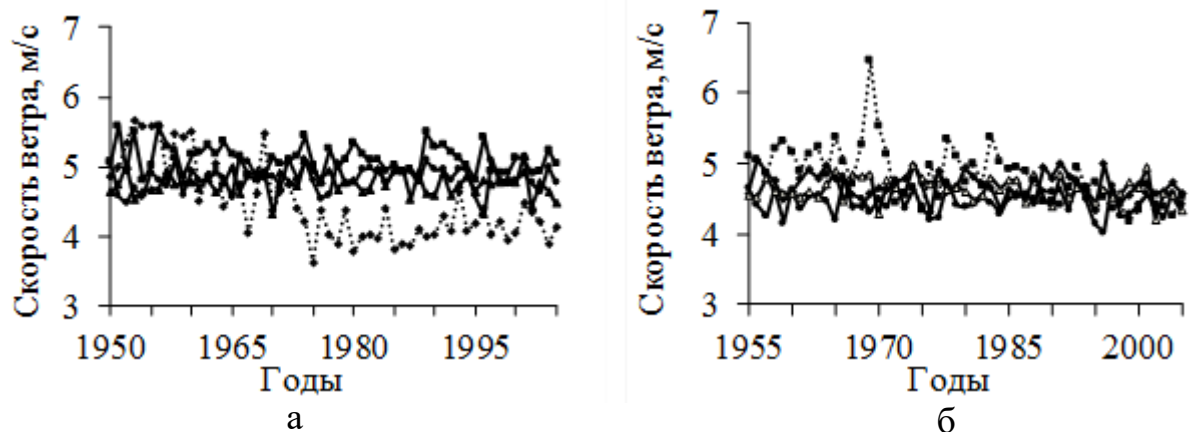


Рисунок 5.27 – Межгодовая изменчивость скорости ветра ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) по данным на метеостанциях (точки: ромбы): г. Евпатория (а), г. Керчь (б) и моделей проекта CMIP5 (точки: квадраты – *GFDL-CM3*, круги – *IPSL-CM5B-LR*, треугольники – *MPI-ESM-MR*) [Крашенинникова и др., 2019]

Линейные тренды скорости ветра на метеостанциях г. Симферополя, г. Евпатории, г. Керчь, г. Феодосия за период 1950–2015 гг. также отрицательны [Воскресенская и др., 2016]. Понижение скорости ветра отмечается во все сезоны. В период с 1979–2011 гг. тренд скорости ветра над всей акваторией Черного моря оказался положительным вследствие усиления ветра в 1995–2005 гг. и составил 0.02 м/с в год [Костяной и др., 2014]. По данным модели *GFDL-CM3* показано снижение скорости ветра к середине XXI в. (2046–2055 гг.) на 3–5% по сравнению с периодом 2006–2015 гг., которое составило $<0.1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, что обусловлено в большей степени изменениями скорости ветра в летне-осенние месяцы (рис. 5.28) [Крашенинникова и др., 2019].

Выявленное в работе [Basova et al., 2021] многолетнее повышение температуры воды показано также в работах [Ловенкова, Полонский, 2005; Челядина и др., 2017; Капранов и др., 2020]. Отмечена отрицательная тенденция ($p \leq 0.05$) в многолетнем проявлении апвеллингов по анализу температурного хода, что подтверждает общее снижение численности ихтиопланктона [Ловенкова, Полонский, 2005].

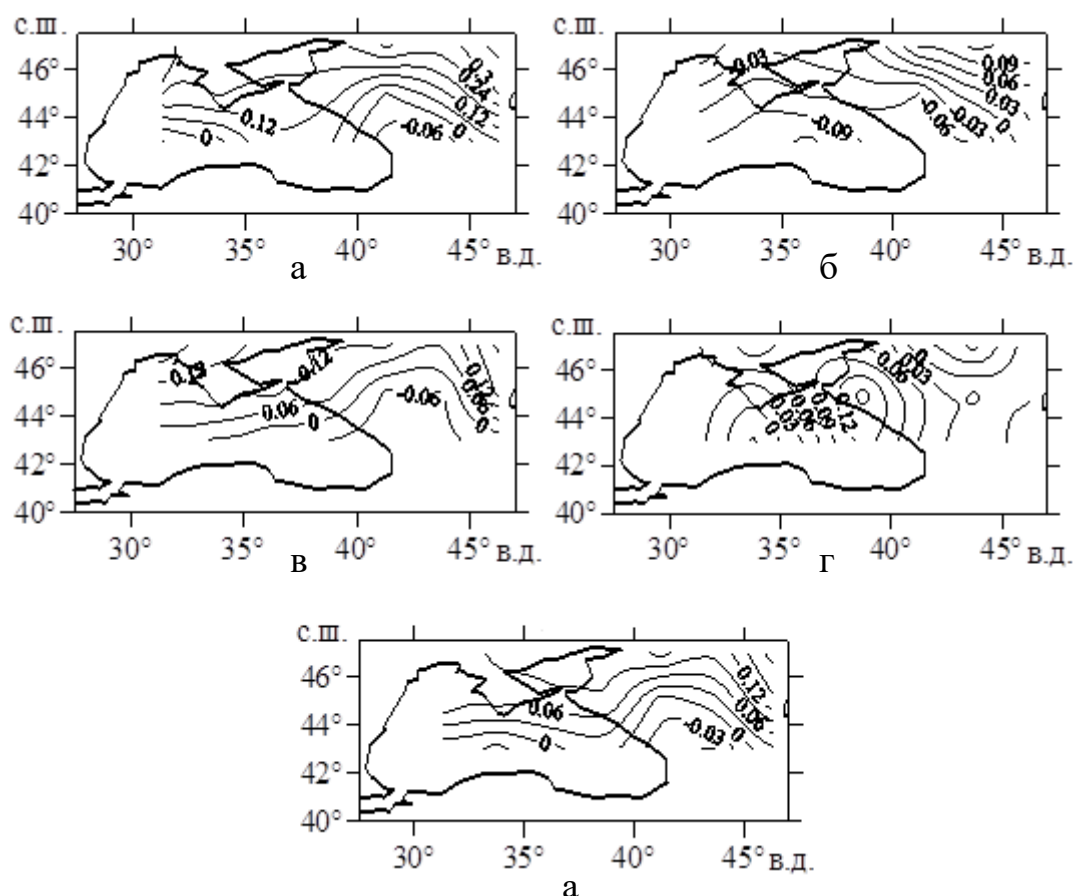


Рисунок 5.28 – Карты разницы пространственного распределения скорости ветра (м/с) между периодами 2006–2015 и 2046–2055 гг. для зимы (а), весны (б), лета (в), осени (г) и за год (д) по данным модели *GFDL-CM3* по [Крашенинникова и др., 2019]

В работе [Basova et al., 2021] показано, что у берегов Севастополя под влиянием северо-восточных и восточных ветров происходит локальный апвеллинг, что подтверждается работами разных авторов [Репетин и др., 2003; Челядина и др., 2017]. По данным о температуре воды, скорости и повторяемости ветра периоды проявления апвеллингов составляют ~ 8 и ~ 20 – 25 лет, что согласуется с ранее полученными результатами [Ловенкова, Полонский, 2005]. Характерный период изменчивости 20–25 лет выделяется и в ряду данных об обилии яиц и личинок (рис. 5.21).

Однако полученные экстремумы (1965, 1986, 2010) не совпадают с годами, предположительно наблюдавшихся, апвеллингов, вызывающих увеличение биогенных элементов, связанное с понижением температуры воды на 2 – 4°C под

влиянием северо-восточных ветров. Этот факт подтверждается и отсутствием корреляции между численностью ихтиопланктона и температурой, скоростью ветра. В то же время максимальное обилие ихтиопланктона в летние месяцы 1965, 1986 и 2010 гг. характеризуется нетипично высокой температурой (рис. 5.23а). В 2010 г. в этом районе наблюдались экстремально высокие температуры, а также характерный максимум биомассы микрозоопланктона, что может объяснить резко высокие значения численности ихтиопланктона.

Севастопольская бухта. При отдельном рассмотрении межгодовой изменчивости численности ихтиопланктона и гидрометеорологических характеристик на отдельных станциях Севастопольской бухты (рис. 5.29) видны приращение и чередование линейных трендов летом за период 2012–2021 гг. (табл. 5.13).

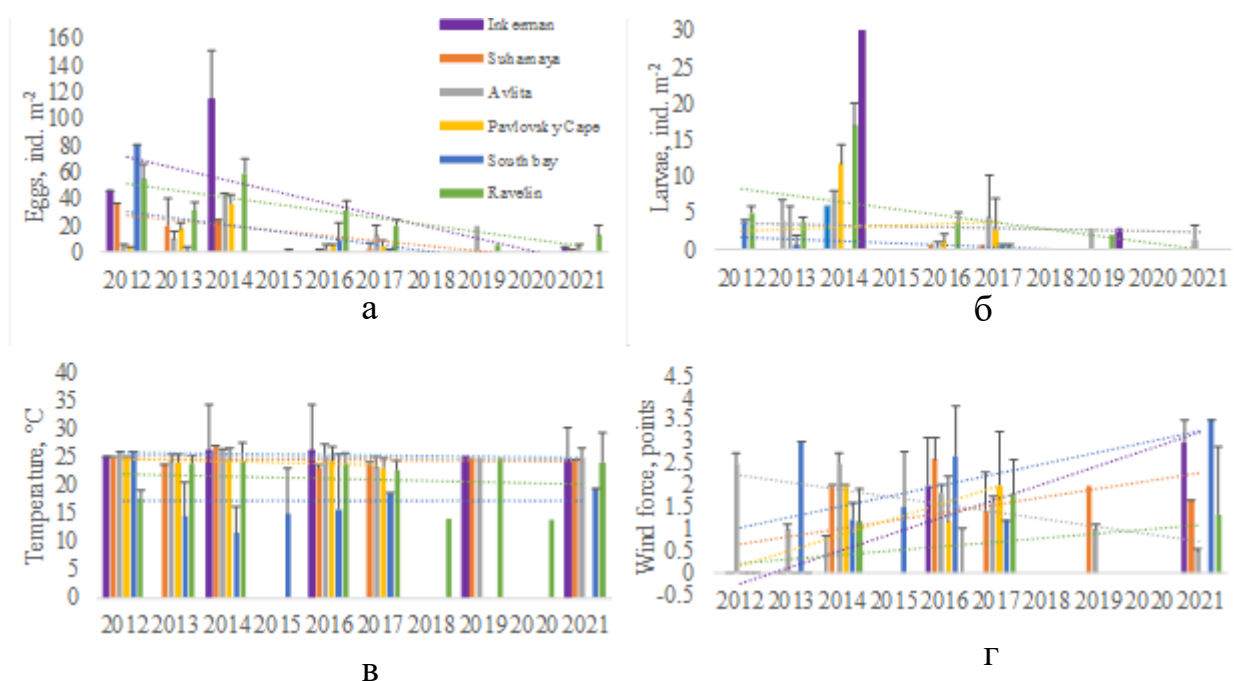


Рисунок 5.29 – Межгодовая динамика численности икры (а) и личинок (б), температуры (в), силы ветра (г) на станциях Инкерман, Сухарная, Авлита, мыс Павловский, Южная бухта, Равелин в Севастопольской бухте в лето 2012–2021 гг.

[Basova et al., 2022]. Пунктирные линии – линейные тренды

Таблица 5.13 – Приращения многолетних трендов динамики численности ихтиопланктона и гидрометеорологических показателей на станциях в Севастопольской бухте летом 2012–2021 гг. [Basova et al., 2022]

Название станций	Части	Икра, экз.·м ⁻²	Личинки, экз.·м ⁻²	T, °C	Сила ветра, баллы	Направление ветра
Равелин	Западная часть	–40	–8	–0.05	+1	С, ЮЗ
Южная бухта	Южная часть	–30	–2	–0.05	+2	С, СЗ, ЮЗ
Павловский мыс	Центральная часть	–12	–2	–0.05	+1.5	Ю, ЮЗ
Авлита		–7.5	–1	–1.00	–1.0	С, ЮЗ
Сухарная	Восточная часть	–30	–1.5	–0.50	+1.8	С, З
Инкерман		–20	–1	–0.80	+3	С, СЗ

Примечание: в табл. знак «–» указывает на отрицательную динамику (снижение), знак «+» — на положительную (рост) за рассматриваемый период наблюдения. Приращения тренда с коэффициентами детерминации более 0.4 выделены жирным шрифтом.

Анализ многолетних трендов за 2012–2021 г. по имеющимся синхронным данным показал общее снижение численности икры и личинок на всех станциях Севастопольской бухты при общем снижении температуры, но при различных метеорологических условиях (различной силы и направления ветра). Наибольшее снижение температуры воды произошло в центральном и восточном районах залива (на 1°C), наименьшее – в западной и южной частях (на 0.05°C). В западном районе бухты усилились северные и юго-западные ветры, в восточном районе – северные, западные и северо-западные ветры. В центральной части произошло ослабление северных ветров.

Анализы *PCA* и *ANOVA* были выполнены для подтверждения многолетних тенденций и взаимосвязи между численностью ихтиопланктона и изучаемыми параметрами окружающей среды, а корреляция также была рассчитана с использованием корреляционного теста Пирсона. (табл. 5.14).

Таблица 5.14 – Корреляционная матрица (Пирсона ($n-1$)). Значения, выделенные жирным шрифтом, отличаются от 0 с уровнем значимости альфа = 0.05

[Basova et al., 2022]

Переменные	Температура	Повторяемость северо- восточного ветра	Скорость ветра	Икра	Личинки
Температура	1	0.22	–0.38	0.82	0.84
Повторяемость северо- восточного ветра	0.22	1	0.21	0.46	0.58
Скорость ветра	–0.38	0.21	1	–0.60	–0.49
Икра	0.82	0.46	–0.60	1	0.97
Личинки	0.84	0.58	–0.49	0.97	1

На основании корреляционного анализа установлена положительная связь между числом яиц и личинок и температурой ($r > 0.82$ и $r > 0.84$) и повторяемостью северного ветра ($r > 0.46$ и $r > 0.58$), а отрицательная связь выявлена между скоростью ветра и количеством яиц ($r < -0.60$) и личинок ($r < -0.49$) в Южной бухте. Анализ *PCA* показал положительное влияние температуры и северо-восточного ветра и отрицательное влияние общей скорости ветра на численность ихтиопланктона. Факторная диаграмма показывает совокупное влияние различных факторов среды на численность ихтиопланктона (рис. 5.30).

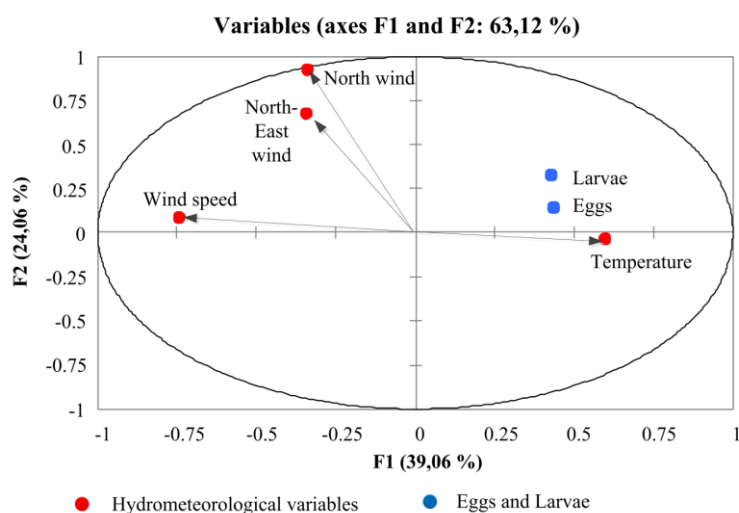


Рисунок 5.30 – Корреляционная диаграмма, основанная на анализе главных компонент (PCA) гидрометеорологические показатели и численность ихтиопланктона по [Basova et al., 2022]

Температура и ветры вызывают 63.12 % воздействия. Анализ ANOVA подтвердил положительное кумулятивное влияние ($p = 0.02$) температуры и ветра северо-восточного направления на количество икры и личинок в Южной бухте.

Аналогичные расчеты корреляций и диаграммы были выполнены для остальной части залива. В западной, восточной и центральной частях бухты выявлена положительная связь количества икры ($r = 0.5$) и личинок ($r = 0.40$) с повторяемостью северного ветра, а также отрицательная связь с его скоростью ($r = -0.6$).

Анализ PCA выявил положительное влияние температуры и ветра северных направлений, отрицательное влияние восточного ветра и суммарной скорости ветра на численность ихтиопланктона во всех рассматриваемых районах Севастопольской бухты.

Анализ численности ихтиопланктона в летний период 2012–2021 гг. показал неоднородность пространственного распределения в Севастопольской бухте по станциям. По распределению численности ихтиопланктона нами выделено четыре района – западный (Равелин), южный (Южная бухта), центральный (Авлита и Павловский мыс) и восточный (Сухарная и Инкерман). По уровню загрязнения

Севастопольской бухты также выделяют четыре района [Иванов и др., 2006, Совга и др., 2020]. Известно, что загрязнение акватории южной части Севастопольской бухты зависит как от интенсивности поступления поллютантов, так и от ветрового режима [Совга и др., 2020]. Подтверждена значимость ветрового режима для южного региона работами по моделированию распространения загрязнения в Севастопольской бухте [Белокопытов и др., 2019]. Численные эксперименты по распространению загрязняющего вещества из возможного места выброса в центральной части (бухта Голландия, близ ст. Авлита) показали, что зависимость направления/траектории движения пятна загрязнения от типа циркуляции воды наиболее выражена в Южной бухте, в меньшей степени – в центральной части Севастопольской бухты. При преобладании северных ветров загрязнение замыкается в южной части Южной бухты, при южных ветрах выносится в западную часть Севастопольской бухты, что ухудшает ее экологическое состояние [Совга и др., 2020]. Это согласуется с результатами диссертационной работы, так как при преобладании северных ветров на одной из наиболее загрязненных станций – северной части Южной бухты, в 2012–2021 гг. была зафиксирована достаточно большая средняя численность ихтиопланктона. При северных ветрах отмечаются высокие значения количества икры и личинок на станциях Мыс Павловский и Равелин, что подтверждает задержание загрязнения в южной части Южной бухты без распространения его по всей Севастопольской бухте. В то же время северный береговой ветер приводит к прибрежному апвеллингу у Севастополя [Иванов и др., 2008], т. е. подъему богатых питательными веществами прохладных вод из глубинных слоев на поверхность. Водные массы, обогащенные биогенами, под воздействием уже юго-западного ветра (повторяемость 15%) могут поступать в Севастопольскую бухту. Таким образом, обилие икры на станции Равелин во многом обусловлено влиянием наложения ветров северного и юго-западного направлений.

В наиболее чистой по трофическому индексу *E-TRIX* центральной части Севастопольской бухты [Совга и др., 2020] – на станции Авлита – проявляется влияние орографии – поднятие северной береговой линии, преграждающее путь

северному ветру, что ослабляет его влияние на центральную часть и повышает биологический потенциал рассматриваемого участка.

Известно, что распространение икры и личинок пелагических видов рыб ограничено от выхода из Севастопольской бухты до Южной бухты. Эти виды рыб практически не заходят вглубь Севастопольской бухты. Однако, по нашим данным, минимумы численности икры и личинок в восточной части (станции Инкерман и Сухарная) могут быть связаны с влиянием северных, западных и северо-западных ветров, сгоняющих ихтиопланктон в восточную часть бухты. Дополнительным фактором негативного влияния может быть и загрязнение хозяйственно-бытовыми стоками реки Черной [Овсяный и др., 2003].

Таким образом, полученные результаты подтверждают значимость влияния ветра на загрязнение Южной бухты, показанную другими исследователями и раскрывают значимость этого фактора в других районах Севастопольской бухты.

Еще одним фактором, влияющим на численность ихтиопланктона, являются биогенные элементы речного стока. В целом в Севастопольской бухте в 2012–2016 гг. наблюдалось повышение содержания нитратов и фосфатов, преимущественно в зимне-весенний период [Орехова, Вареник, 2018]. В летний маловодный период, когда реки маловодны и практически отсутствуют осадки, от которых зависит количество питательных веществ, поступающих в залив, этот фактор не оказывает основного влияния. Этим можно объяснить минимальные значения численности ихтиопланктона на станциях Сухарная и Инкерман в восточном районе Севастопольской бухты.

В целом существует прямая зависимость численности летнего нерестового ихтиопланктона во всех частях бухты от температуры, что согласуется с результатами различных исследователей [Дехник, 1973]. При более низких летних температурах наблюдались самые низкие значения численности яиц и личинок, при самых высоких – наибольшие.

Анализ многолетних тенденций за 2012–2021 гг. показал общее снижение численности ихтиопланктона по всему заливу. Аналогичная тенденция обнаружена и у побережья Севастополя [Basova et al., 2021]. Таким образом, Севастопольская

бухта теряет свое промысловое и хозяйственное значение, как отмечалось ранее различными исследователями [Гордина, Павлова, 2001].

Таким образом в диссертационной работе показано, что выявленные тенденции в изменчивости обилия ихтиопланктона связаны не только с усилением антропогенного воздействия на экосистему Севастопольской бухты, но и с особенностями орографии, температурного и ветрового режимов. Действие всех этих факторов в долгосрочном масштабе негативно сказывается на экологическом состоянии и рекреационной привлекательности Севастопольской бухты.

5.7 Изменчивость компонентов планктона в условиях климатических колебаний в Черном море и Севастопольской бухте

Анализ климатических сдвигов и их влияние на распределение и изменчивость планктонных сообществ для Черного моря и Севастопольской бухты ранее не проводилось.

Эти режимные сдвиги могут быть вызваны не только климатом, но и антропогенным воздействием (загрязнение, перелов и др). Учитывая, что Черное море и особенно Севастопольская бухта подвержены сильному антропогенному прессу, можно предположить, что климатические сигналы здесь накладываются на мощные локальные факторы. Имеется связь между удаленными климатическими сигналами (индексами) Северной Атлантики (такими как САК и АМО) и гидрологическими характеристиками Черного моря (уровень, температура воды, соленость), показывая, что Черное море является частью общеевропейской климатической системы. Это подтверждает, что климатические сдвиги являются важным, но не единственным драйвером изменений компонентов планктона и в целом экосистемы Черного моря и Севастопольской бухты, и их эффекты всегда тесно переплетены с последствиями локальной антропогенной деятельности.

Глобальное потепление, вероятно, способствует сдвигам в составе фито- и зоопланктона в пользу теплолюбивых видов. Также может изменяться сезонная динамика цветения фитопланктона. Изменения в переносе вод через Босфор,

связанные с климатической изменчивостью в Северной Атлантике, могут влиять на гидрологический режим и, как следствие, на продуктивность вод Черного моря.

Черное море является крайне чувствительной системой, где климатические сигналы тесно переплетены с мощнейшим антропогенным воздействием (эвтрофикация, перелов, инвазивные виды).

Период 1970-х – начала 1990-х гг. был не столько климатический, сколько антропогенный режимный сдвиг. Массовый сброс биогенов (особенно из реки Дунай) привел к эвтрофикации. Это способствовало изменениям в экосистеме, в частности к чрезмерному цветению фитопланктона, включая вредоносное цветение кокколитофориды *Emiliania huxleyi* и вспышки видов, вызывающих "красные приливы". По мере ухудшения состояния окружающей среды в Чёрном море в пищевой цепи стал доминировать желеобразный зоопланктон [Kovalev, Piontkovski, 1998]. Медуза *Aurelia aurita*, вес которой до 1960-х гг. составлял менее $50 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$, стала основным желеобразным хищником в эвтрофной экосистеме начала 1980-х гг. с типичной биомассой около $500 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$, а затем снизилась до $100 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ к концу 1980-х гг. Увеличение биомассы *Aurelia*, возможно, было связано с переловом и изъятием скумбрии, которая была основным хищником *Aurelia* в Чёрном море [Arai, 2001]. После массового увеличения популяции гребневика *Mnemiopsis leidyi* в конце 1980-х гг. биомасса медузы *Aurelia* стала сопоставима с фазой до эвтрофикации из-за лучшего конкурентного преимущества *M. leidyi*, потребляющего добычу. В этот период происходило катастрофическое снижение уловов анчоуса и шпрота из-за сочетания перелова, нехватки корма (зоопланктон выедался мнемииопсисом) и деградации среды обитания.

Период с конца 1990-х до 2010-х г. Частичное восстановление и влияние климата. Снижение экономической активности в странах бассейна после распада СССР и усилия по охране окружающей среды уменьшили нагрузку биогенов. В экосистему все активнее вмешивается климат. Это нанесло свой отпечаток на экосистему Черного моря. Климатические изменения в гидрологическом режиме Чёрного моря, отмечаемые с 1990-х гг., отразились на состоянии эпипелагических

комплексов морских организмов, прежде всего на сезонной изменчивости их биологических циклов [Климова и др., 2023].

Повышение температуры поверхности Черного моря способствует: распространению теплолюбивых видов и смещение их ареалов на север. Наступает более раннее начало весеннего цветения фитопланктона. Происходит усиление стратификации: более резкое разделение теплого поверхностного и холодного глубинного слоев, что ограничивает вертикальный перенос питательных веществ и может снижать продуктивность в открытых водах. Наблюдаются сдвиги в планктоне, а именно: появление новых теплолюбивых видов фитопланктона; изменения в доминировании зоопланктона. В прибрежной акватории Севастополя (Черное море) в период 1960–2007 гг. сезонная биомасса фитопланктона обычно характеризовалась наличием трех пиков: первый – в феврале, второй – в конце мая – начале июня, третий – в сентябре–октябре. Первый пик был образован небольшими диатомовыми водорослями *Skeletonema costatum* (Greville) Cleve. Два других были обусловлены цветением мелких видов диатомовых водорослей, *Chaetoceros socialis* H.S.Lauder и *Chaetoceros curvisetus* Cleve [Сеничева, 2008; Stelmakh, Georgieva, 2014]. Кроме того, кокколитофорида *Emiliana huxleyi* (Lohmann) W.W.Hay & H.P. Mohler регулярно достигала уровня цветения в конце мая – начале июня. Это соответствовало периоду цветения мелких диатомовых водорослей [Сеничева, 2008]. С потеплением связаны появление новых видов токсичных микроводорослей в 2000-х гг. [Vershinin et al., 2005]. Например, летом 2001 г. в Черном море впервые обнаружен динофлагеллят рода *Alexandrium*. Многие виды этого рода могут быть причиной смертельно опасного паралитического отравления моллюсков. В феврале 2002 г. произошла вспышка численности *Alexandrium* spp. (4.5×10^3 кл·л⁻¹). В период с апреля по ноябрь в фитопланктоне в период весеннего цветения фитопланктона встречались виды рода *Dinophysis*: *D. rotundata*, *D. caudata*, *D. acuminata*, *D. hastata*, *D. fortii*, *D. norvegica*, *D. tripos* и *D. sacculus* (до 3×10^3 кл·л⁻¹). Известно, что все они являются продуцентами токсинов, вызывающих отравление моллюсками с диареей. Миксотрофный ихтиотоксичный динофлагеллят *Cochlodinium polykrikoides*, впервые обнаруженный у берегов России, в августе 2001 г. вызвал цветение в районе Утриша

(максимальная численность до 70×10^3 кл·л⁻¹; биомасса до 620 мкг·л⁻¹) и должен рассматриваться как фактор риска для садковой аквакультуры рыб в Черном море.

Дисбаланс питательных веществ также способен радикально перестроить экосистему, например, сменить “диатомово-доминантный” режим на “флагеллятно-кокколитофоридный”. В Чёрном море такой переход случился к 2010-м гг. Усиление ветрового перемешивания в последние годы несколько сдерживает динофлагелляты (они предпочитают стратифицированные воды), что тоже отражается в структуре сообществ [Mikaelyan et al., 2024].

Внутригодовая динамика биомассы в поверхностном слое в глубоководных и прибрежных районах Черного моря в 1998–2015 гг. во всех районах имела одинаковый характер и описывалась кривой, форма которой была близка к U-образной с некоторым отклонением в весенний период [Финенко и др., 2022]. В конце весны – начале лета 2016 г., когда вода уже хорошо прогрета и стратифицирована, наблюдается интенсивное цветение кокколитофориды *E. huxleyi* в Чёрном море [Dimiza et al., 2023]. Максимальные среднесезонные значения наблюдались зимой, минимальные – летом, и они различались в среднем в 2.0–2.5 раза. “Цветение” фитопланктона средней продолжительностью 1.0–2.5 месяца наблюдались во все сезоны, но с разной частотой. Наибольшее их количество отмечено в весенний период, наименьшее – летом и осенью, во время “цветения” максимальные значения биомассы вдвое превышали фоновые величины. Осенью биомасса фитопланктона увеличивалась по мере снижения температуры воды и повышения глубины перемешиваемого слоя. В остальные сезоны такой связи не наблюдалось.

По сравнению с данными, полученными в этом районе в 1960–1969 гг. [Грезе и др., 1971], в начале 2000-х гг. отмечено связанное с негативным влиянием *M. leidyi* снижение обилия почти всех представителей мезозoopланктона (в летний сезон и среднегодовых величин) [Temnykh, Nishida, 2012]. Анализ состояния пелагической экосистемы северо-восточной части Черного моря под воздействием развития нового вселенца гребневика *Beroe ovata* в 1999–2001 гг. проведен в [Шиганова и др., 2003]. Установлено, что под воздействием развития *B. ovata* значительно уменьшилась

популяция вселенца гребневика *Mnemiopsis leidyi*, деформировавшего черноморскую экосистему в течение более десятилетия. В результате сокращения популяции *M. leidyi* уменьшилось его воздействие на экосистему и, как следствие, отмечено восстановление основных компонентов пелагической экосистемы Черного моря – зоопланктона и рыб, их икринок и личинок. Иногда, когда мнемииопсиса мало, наблюдаются вспышки численности другого гребневика – *Pleurobrachia rhodopsis*, которым *Beroe ovata* тоже питается, но менее охотно. В результате вселения *Beroe ovata* произошли изменения в ихтиофауне: увеличилась доля теплолюбивых видов, таких как сарган и некоторые виды кефалей; колебания запасов шпрота и анчоуса теперь сильно зависят как от промысла, так и от климатически обусловленных условий нагула.

В 2002–2022 гг. таксономический состав зоопланктона в открытом побережье Севастополя был представлен обычными для района на протяжении последних лет видами [Загородняя и др., 2007; Темных и др., 2008; Temnykh, Nishida, 2012; Anninsky et al., 2025].

Сезонный ход изменений обилия мезопланктона в побережье Крыма в 2002–2011 гг. характеризовался наличием двух – трех сезонных пиков, включая сентябрьский, который отсутствовал в середине 90-х гг., когда наблюдалось массовое развитие *M. leidyi*. Кладоцеры практически полностью восстановили свою численность после вселения *M. leidyi*, но сезонный максимум обилия каждого вида в 2009–2011 гг. сместился на месяц позже по сравнению с 1960-ми гг. Восстановление численности некоторых видов, по сравнению с катастрофически низкими величинами 1990-х гг., наряду с постепенным уменьшением амплитуды сезонных колебаний обилия планктона, уменьшением пресса со стороны хищного гребневика *M. leidyi* свидетельствует о стабилизации состояния планктонного сообщества в прибрежной акватории у Севастополя.

Период 2010-х гг. по 2022 г. В 2010 г., когда во все сезоны температура воды была на 1–3 °C выше, чем в предыдущий период, в течение значительной части года доминировали динофлагелляты, которые создавали летний максимум биомассы фитопланктона. Только в феврале, когда наблюдался небольшой пик биомассы,

преобладал *S. costatum* [Stelmakh, Georgieva, 2014]. В 2013–2014 гг. крупные виды диатомовых водорослей создали два максимума биомассы фитопланктона в конце лета и поздней осенью [Крашенинникова и др., 2024]. В летний пик преобладала *Pseudosolenia calcar-avis* (Schultze) B.G.Sundström; в осеннем максимуме доминировала *Cerataulina pelagica* (Cleve) Hendey. Однако в течение года цветения *S. costatum*, представителей рода *Chaetoceros* и кокколитофорида *E. huxleyi* также не наблюдалось [Finenko et al., 2017]. В прибрежных водах Черного моря в районе Севастополя в 2020 г. установлено, что сезонная динамика биомассы фитопланктона на разных станциях характеризуется одним или двумя пиками в летний и осенний периоды [Stelmakh et al., 2021]. Они были обусловлены интенсивным ростом крупных видов диатомовых водорослей *P. calcar-avis* и *Proboscia alata* (Brightwell) Sundström. Так, с 2010 г. количество сезонных пиков биомассы фитопланктона сократилось с трех до двух, а в некоторых случаях и до одного. В прибрежной акватории Севастополя видовой состав фитопланктона в последние годы остается относительно неизменным по сравнению с концом прошлого века и началом 2000-х гг. [Stelmakh et al., 2023]. Внутригодовая изменчивость концентрации хлорофилла-*a* в прибрежной акватории Севастополя (ст. Веха) характеризуется одним пиком (летним) за 2013–2021 гг. [Крашенинникова и др., 2024] **(Приложение Г)**.

Максимальные значения темпов роста фитопланктона и темпов его потребления микрозоопланктоном снизились в 2–3 раза по сравнению с началом 2000-х гг. Удельная доля первичной продукции, потребляемой микрозоопланктоном, ежегодно составляет в среднем 35%, что в два раза ниже, чем раньше.

По сравнению с 2000-ми в 2021–2022 гг. произошли существенные изменения в соотношении между различными видами диатомовых водорослей, и доля динофлагеллятов была увеличена, особенно в осенний период. Крупные диатомовые водоросли и динофлагелляты в настоящее время играют решающую роль в формировании сезонных пиков биомассы фитопланктона. Первый центральный максимум наблюдался в июле, а второй меньший – в сентябре–ноябре. Тогда как два десятилетия назад мелкие диатомовые водоросли ежегодно генерировали три пика: в феврале, мае и сентябре–октябре.

Таким образом, Черное море является одной из наиболее сильно деградировавших и эксплуатируемых крупных морских экосистем в мире [Oguz, 2017]. В течение последних 50 лет после истощения запасов крупных хищных рыб, анчоус (с частичным участием кильки) выступал в качестве основного вида высшего хищника и испытал серьезный коллапс запаса в конце 1990-х гг. После этого коллапса юго-восточная часть Черного моря стала единственным регионом, поддерживающим относительно высокий улов анчоуса (400 000 тонн), тогда как общий вылов в остальной части моря сократился почти до 1/3. Структура пелагической пищевой сети западного шельфа характеризуется наихудшими экологическими условиями, характеризующимися отсутствием запасов кормовых рыб и сохранением относительно сильного контроля со стороны *M. leidy*. Поскольку медузы и планктоноядные рыбы конкурировали за трофический зоопланктон, состояние после эвтрофикации, по-видимому, в большей степени контролируется нежелательной системой с доминированием желтого планктона. Воздействие желтых организмов было менее критичным в северо-восточной и южной частях Черного моря, но северо-восточный регион продолжал испытывать истощение запасов кормовых рыб [Oguz, 2017].

Севастопольская бухта – это модельный пример малой, сильно урбанизированной акватории, где глобальные климатические тренды являются лишь одним из многих факторов. В ней эти процессы могут быть усилены или маскированы эвтрофикацией и загрязнением. В Севастопольской бухте существует проблема гипер-эвтрофикации. Бухта испытывает колоссальную нагрузку от стоков с города, портовой деятельности. Антропогенная составляющая оказывает преобладающее давление на экологическое состояние Севастопольской бухты в 2007–2016 гг. [Orekhova, Varenik, 2018]. Показано, что окисление органического вещества и растворение карбонатов в результате интенсивной эвтрофикации определяют современное состояние карбонатной системы Севастопольской бухты. При этом пространственное распределение биогенных элементов и компонентов карбонатной системы обусловлено пресными водами реки Черная в кутовой части бухты. Это приводит к постоянному высокому фону биогенов, интенсивному

цветению фитопланктона, часто с доминированием диатомовых и динофлагеллят, включая потенциально токсичные виды.

Гидрологический режим бухты сильно зависит от обмена водами с открытой частью Черного моря. Климатические изменения циркуляции вод на шельфе (например, изменения в деятельности Основного черноморского течения) напрямую влияют на то, какие воды и с каким планктоном заносятся в бухту.

Бухта испытывает нагревание на протяжении длительного времени, а также нагреваются акватория близ Севастополя, что показано в работах [Басова и др., 2021, 2022; Basova et al., 2021, 2022]. Мелководная, защищенная бухта прогревается гораздо сильнее и быстрее, чем открытое море. Это создает термический стресс для многих гидробионтов и может провоцировать гипоксию (кислородное голодание) у дна в летний период – период нереста. Что может приводить к наблюдающемуся сокращению ихтиопланктона, как в Севастольской бухте, так и за ее пределами в прибрежной акватории Севастополя. Кроме того, сокращение благоприятных ветров северо-восточного направления, приводящих к подъему богатых биогенами вод к поверхности, способствует к сокращению икры и личинок рыб в нерестовый период.

Севастопольская бухта – акватория для проникновения инвазивных видов (например, гребневика *M. leidyi*), чье появление также может усугубляться потеплением.

Таким образом, для Черного моря климатические сдвиги (потепление, изменение циркуляции) являются важными факторами, которые модифицируют последствия эвтрофикации; изменяют состав планктона в сторону теплолюбивых видов; влияют на продуктивность вод, усиливая стратификацию. Для Севастопольской бухты глобальные климатические тренды накладываются на крайне мощное локальное антропогенное воздействие. Эффекты потепления здесь часто проявляются в более острой форме (нагревание, гипоксия), а крупномасштабные сдвиги в планктоне могут сочетаться с местными процессами эвтрофикации.

Выводы к Главе 5

В Главе 5 исследовано влияние гидрометеорологических параметров на многолетнюю изменчивость компонентов планктона вод регионов Атлантического бассейна.

Северная Атлантика. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологических параметров (индекс САК и положение ССГ) за период 1958–2017 гг. является драйвером пространственной перестройки полей ТПО и скоростей течений. Установлено, что положительная фаза САК устойчиво приводит к разнонаправленным термическим аномалиям: потеплению приповерхностного слоя у северной границы Гольфстрима на $+2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и охлаждению в зоне субполярного круговорота и Канарского апвеллинга на $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, что объективно стимулирует биопродуктивность у берегов Западной Африки.

Горизонтальные смещения Северной стены Гольфстрима (ССГ) модифицируют локальную гидродинамику, генерируя значимые аномалии ТПО (до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и векторов течений (до $0.03\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Статистически значимые связи индекса ССГ зафиксированы не только с компонентами скорости течений вдоль границ Гольфстрима, но и с динамикой Восточно-Гренландского течения, что подтверждает его роль как интегрального индикатора перестройки атлантической циркуляции.

Черное море. Ветровой режим выступает ключевым локальным фактором, определяющим биомассу фитопланктона и концентрацию хлорофилла-*a*, при этом характер воздействия строго зависит от географического положения акватории исследования: в Севастополе стимулирующий эффект дают северные (за счет апвеллинга и речного стока) и юго-западные (за счет подъема биогенов) ветры; в Карадаге значимый вклад вносят исключительно западный и северный ветры.

В работе выявлена сезонная специфика распределения фитопланктона. Весной высокие показатели фитопланктона устойчиво наблюдаются при низких температурах воды, что обусловлено апвеллингом или интенсивным ветровым перемешиванием. Осенью рост высоты волн в сочетании с южными ветрами приводит к повышению температуры воды и солености, что приводит к снижению

концентрации биогенов, что уменьшает численность фитопланктона; обратный эффект (усиление эвтрофикации и продуктивности) дает сильный северо-восточный ветер за счет притока азовских вод.

Севастопольская бухта. Интенсивное антропогенное воздействие в бухте не просто маскирует, а существенно искажает проявление глобальных климатических трендов: эффекты потепления и гипоксии здесь выражены острее, а глобальные сдвиги в планктоне перекрываются локальной эвтрофикацией.

За период 2013–2021 гг. выявлены различия в сезонных циклах концентрации хлорофилла-*a*. На станции в прибрежной акватории Севастополя (ст. Веха) доминирует летний максимум, тогда как в устье Севастопольской бухты (ст. Равелин) формируется летний и поздне-осенний максимум, что указывает на неоднородность трофических условий даже в пределах одной акватории.

Межгодовая динамика микрозоопланктона в прибрежье Севастополя статистически значимо коррелирует с температурой, ветрами и индексом САК (с временным сдвигом). После выделения типичных периодов изменчивости (периоды 2–4 года, 5–6 лет) доля объясненной дисперсии между концентрацией хлорофилла-*a*, компонентами микрозоопланктона и гидрометеорологическими факторами среды возрастает до 79 %, что подтверждает наличие многочастотной структуры связей.

По данным метеостанций, реанализа ERA5 и моделей CMIP5, показан рост приповерхностной температуры (на 1 °C за 2006–2023 гг. и на 2.7 °C за 2024–2074 гг.) и ослабление скорости северо-восточного ветра (на 0.1 м·с⁻¹ за 2006–2055 гг.). Обнаруженное общее уменьшение количества событий апвеллингов, генерируемых северо-восточными ветрами при наблюдаемом потеплении приводит к снижению численности ихтиопланктона в прибрежье Севастополя за 1960–2017 гг.

Проведен анализ сезонных циклов, видов и размеров компонентов планктона в условиях антропогенной нагрузки в периоды изменения климатических индексов (САК и АМО) (I период: 1960–1990-е гг., II период: 1990-е–2010 гг., III период: 2010-е гг. по настоящее время), в сравнительном аспекте для регионов Атлантического бассейна. Для Северной Атлантики: I период: смена мелких форм фито- и зоопланктона на крупные, смена доминирующих видов (напр., *Calanus finmarchicus*

на теплолюбивые виды), снижение численности основных видов рыб (лосось, треска), смещение ареалов планктона и рыб на север с высокой скоростью; II–III периоды: концентрация хлорофилла-*a* характеризуется 1–2 максимумами сезонного цикла (летом или летом и зимой), в зависимости от района исследования тропической Атлантики; в целом не меняется средняя концентрация хлорофилла-*a* в тропической Атлантике за указанные периоды, за исключением выявленного значимого уменьшения в Гвинейском заливе и ее увеличения – в районе выноса реки Амазонка; доминирование мелких форм фито- и зоопланктона: снижение численности крупных сплюснутых диатомовых водорослей, увеличение численности вытянутых диатомовых водорослей и динофлагеллят и преобладание рачковой фракции в микрозоопланктоне в восточной Атлантике.

Для Черного моря и Севастопольской бухты: I период (антропогенная нагрузка (эвтрофикация, перелов)), характеризовался трехпиковым сезонным циклом фитопланктона (февраль, май, сентябрь–октябрь) с доминированием мелких диатомовых; преобладанием медузы *Aurelia aurita*, вселением гребневика *Mnemiopsis leidyi*; уменьшением обилия ихтиопланктона. II период (снижение антропогенной нагрузки и нарастание климатического сигнала (потепление)): сохранение трех пиков во внутригодовом цикле, появление новых видов: теплолюбивых и токсичных микроводорослей (*Alexandrium*, *Cochlodinium*); появление хищного гребневика *Beroe ovata*, питающегося *M. leidyi*; частичное восстановление ихтиопланктона и рыбных запасов. III (доминирование климатических факторов (потепление, стратификация): уменьшение концентрации хлорофилла-*a* в прибрежной акватории Черного моря (г. Севастополь, Карадаг, пгт. Кацивели); два пика хлорофилла-*a* (весна и поздняя осень); один-два пика биомассы фитопланктона (лето, осень), доминирование крупных диатомовых (*P. calcar-avis*) и динофлагеллят, исчезновение весеннего цветения *S. costatum* и *E. huxleyi* в некоторые годы; динамическое равновесие *M. leidyi* и *B. Ovata*; продолжающееся восстановление ихтиопланктона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на основе данных натурных измерений, спутниковых наблюдений исследованы закономерности распределения и изменчивости количественных показателей планктонного сообщества (фито–, зоо–, ихтиопланктона) с учетом гидрометеорологических (температуры, течений, плотностных фронтов, экмановской накачки, ветро-волновых характеристик) и гидрохимических факторов (биогенных элементов, кислорода, pH) среды в различных районах Атлантического бассейна. Особенностью работы является то, что в ней установлены основные механизмы, влияющие на планктонное сообщество в районах с различными орографическими особенностями, глубиной и различным гидрологическим и гидрохимическим режимом. В работе дано детальное описание районов исследования (Северной Атлантики, Черного моря, Севастопольской бухты): их физико-географического положения, водных масс, поверхностной циркуляции, ветро-волновых характеристик, рек. Установлено, что на мелководном шельфе Черного моря важную роль помимо стока рек играют ветро-волновые процессы. В западной части Тропической Атлантики высока роль течений в процессе перераспределения биоты, в центрально-восточной части Атлантики – явление Канарского и экваториального апвеллингов. Выявлена особенность плотностных фронтов в Черном море задерживать распределение биоогенных элементов – основу кормовой базы гидробионтов, тем самым увеличивать биопродуктивность вод. Установлено, что экмановская накачка является одним из основных механизмов подъема богатых биоогенными элементами вод, приводящего к увеличению количественных показателей планктона, в глубоководной части Черного моря в отдельные сезоны. Применение нового подхода к анализу непрерывных рядов данных показателей планктона на основе спектрального анализа с применением Быстрого преобразования Фурье позволило более точно установить экстремумы сезонных циклов и межгодовой динамики, а также выделить типичные периоды их изменчивости. Выполненный анализ благоприятных для апвеллинга ветров северного и северо-восточного направления в прибрежной акватории Севастополя

показал, что уменьшение повторяемости этих ветров приводит к уменьшению обилия фито-, зоо- и ихтиопланктона. Общее многолетнее ослабление ветра, показано как по данным наблюдений на метеостанциях, так и исторических и прогностических моделей проекта *CMIP5* и увеличение температуры воды, и уменьшение солености, полученные по многолетним данным измерений – негативно сказывается на показателях планктона в прибрежной акватории Севастополя. Проведенное в работе исследование позволило не только выделить типичные периоды изменчивости показателей планктона, но и установить тесную связь компонентов планктонного сообщества с вариациями абиотических факторов и климатических индексов (САК и др.) на выбранных высоко- и низкочастотных масштабах. Для режимных климатических сдвигов, связанных с действием климатических сигналов, установлены особенности изменений сезонных циклов фито-, зоопланктона в Северной Атлантике и Черном море в сравнительном аспекте.

ВЫВОДЫ

1. Представлена современная классификация водных масс Атлантического океана и их термохалинных характеристик на основе обобщения контактных и литературных данных, для выявления районов биологической продуктивности вод в условиях глобальных климатических изменений.
2. Разработана и верифицирована методика совместного статистического анализа гидрометеорологических и биотических разномасштабных временных рядов, позволяющая объективно выявлять типичные периоды их изменчивости и связи параметров в системе «океан–атмосфера–биота».
3. Систематизированы и выделены основные гидрометеорологические механизмы, влияющие на неоднородность распределения компонентов планктона Северной Атлантики, Черного моря и Севастопольской бухты, что позволяет расширить представления о функционировании пелагических экосистем. Существенно конкретизирована роль мезомасштабной динамики (вихри), завихренности ветрового поля («экмановская накачка») и конвективного перемешивания, фронтов в формировании неоднородностей планктона и гидрохимических полей в Черном море.
4. Выявлена устойчивая пространственная неоднородность экмановской накачки (более высокая в восточной части Черного моря по сравнению с западной) в летний и зимний периоды 1980–1996 г. и 1999 г. – по настоящее время и обнаружена ее климатически обусловленная инверсия в период глобального режимного сдвига 1997–1998 гг., влияющая на биопродуктивность вод.
5. Установлено, что характер связей ветровых характеристик с концентрацией хлорофилла-*a* различается при анализе среднемесячных и одномоментных контактных измерений, что указывает на наличие временного запаздывания в реакции прибрежной экосистемы Черного моря на ветровое воздействие.
6. Показано, что изменения климатических индексов САК, АМО и ССГ обуславливают межгодовую и междесятилетнюю изменчивость гидрологических параметров и компонентов планктона в регионах Атлантического бассейна.

Определено, что фазы САК и ССГ статистически значимо связаны с полями аномалий температуры поверхности воды и скоростей течений в Северной Атлантике, а также с районами повышенной биологической продуктивности. Установлено, что САК с временным сдвигом до 1 года определяет циклы численности микрозоопланктона (2–6 лет) и объясняет высокую долю ее изменчивости (до 79%). Выделены три периода для климатических индексов: 1960–1990-е гг., 1990-е–2010 гг. и 2010-е гг. по настоящее время, в которые происходили изменения сезонных циклов, смена видов и размеров компонентов планктона в Северной Атлантике, Черном море и Севастопольской бухте. При увеличении климатических сигналов в третий период в Северной Атлантике отмечено смещение ареалов фито- и зоопланктона из тропических широт на север, увеличение доли мелких форм и смена доминирующих видов на теплолюбивые; незначительные изменения концентрации хлорофилла-*a* в тропической Атлантике, со значимым уменьшением ее в районе Гвинейского залива и увеличением в районе выноса стока р. Амазонки. В Черном море произошло упрощение сезонной динамики фитопланктона (с трёх пиков биомассы до одного-двух), доминирование крупных диатомовых водорослей и динофлагеллят, а также установление динамического равновесия в системе инвазивных гребневигов; в прибрежной акватории Севастополя не выявлено значимых тенденций изменения численности микрозоопланктона, но показано увеличение обилия ихтиопланктона.

7. Доказано, что долговременные климатические тренды (увеличение температуры воды и воздуха, уменьшение скорости северо-восточного ветра) ведут к уменьшению событий прибрежных апвеллингов, что ухудшает условия воспроизводства рыб в прибрежной акватории Севастополя за последние 60 лет.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Абузьяров, З. К. Статистика ветра и волн в Северной Атлантике по данным буйковых измерений // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. — 2013. — № 350. — С. 28–46.
2. Аверьянова, Е. А. О сезонной изменчивости завихренности касательного напряжения трения ветра в Чёрном море / Е. А. Аверьянова, А. В. Губарев, А. Б. Полонский // Системы контроля окружающей среды. — 2019. — Вып. 4. — С. 81–90. — <https://doi.org/10.33075/2220-5861-2019-4-81-90>
3. Алексеев, Г. В. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в районе Баренцева моря и их предсказуемость / Г. В. Алексеев, Н. И. Глок, А. В. Смирнов [и др.] // Метеорология и гидрология. — 2016. — № 8. — С. 38–56.
4. Алескерова, А. А. Распределение взвешенного вещества у западного побережья Крыма при воздействии сильных ветров различных направлений / А. А. Алескерова, А. А. Кубряков, Ю. Н. Горячкин [и др.] // Исследование Земли из космоса. — 2019. — № 2. — С. 74–88.
5. Алескерова, А. А. Распространение вод из Керченского пролива в Чёрное море / А. А. Алескерова, А. А. Кубряков, Ю. Н. Горячкин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2017. — № 6 (198). — С. 53–64.
6. Андросович, А. И. Численная модель и расчеты циркуляции вод северо-западной части Чёрного моря / А. И. Андросович, Э. Н. Михайлова, Н. Б. Шапиро // Морской гидрофизический журнал. — 1994. — № 5. — С. 28–42.
7. Артамонов, Ю. В. Основные течения Тропической Атлантики по инструментальным данным / Ю. В. Артамонов, Н. П. Булгаков, Г. Ф. Джиганшин [и др.] — 1987. — 28 с. — Деп. в ВИНТИ 24.12.87, № 9047-B87.
8. Артамонов, Ю. В. Климатическая структура динамических и температурных фронтов в море Скоша и прилегающих акваториях / Ю. В. Артамонов, Е. А. Скрипалева, Н. В. Никольский // Морской гидрофизический журнал. — 2022. — Т. 38, № 2. — С. 127–150. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-2-127-150>

9. Артамонов, Ю. В. Циркуляция вод в северной части Чёрного моря летом-зимой 2018 года / Ю. В. Артамонов, Е. А. Скрипалева, А. В. Федирко [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. — 2020. — № 1. — С. 69–90.
10. Артамонов, Ю. В. Структура вод в зоне Основного Черноморского течения весной и летом 2017 г. (94-й, 95-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий») / Ю. В. Артамонов, А. В. Федирко, Е. А. Скрипалева [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. — 2019. — № 1. — С. 16–28.
11. Артамонова, К. В. Особенности распределения гидролого-гидрохимических и гидробиологических характеристик в водах центрально-восточной Атлантики в осенний период 2022 г. (63-й рейс ПС «Академик Иоффе») / К. В. Артамонова, С. Б. Крашенинникова, А. С. Приймак, С. А. Бабич [и др.] // Труды ВНИРО. — 2023. — Т. 193. — С. 220–227. — <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2023-193-220-227>
12. Архипов, А. Г. Динамика численности летненерестовых рыб Черного моря в раннем онтогенезе : автореф. дис. ... канд. биол. наук : 03.00.10 / Архипов Александр Геннадьевич. — Москва, 1992. — 21 с.
13. Ахтямова, А. Ф. Исследование фронтальных зон Норвежского моря / А. Ф. Ахтямова, В. С. Травкин // Морской гидрофизический журнал. — 2023. — Т. 39, № 1. — С. 67–83. — <https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-1-67-83>
14. Бабич, С. В. Вероятностный анализ и моделирование синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости ветра и волнения / С. В. Бабич, В. Н. Боков, Л. И. Лопатухин // Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. — С. 43–78.
15. Бабич, М. С. Изменчивость переносов поверхностных водных масс на 26° с.ш. Северной Атлантики / М. С. Бабич, С. Б. Крашенинникова // Актуальные проблемы науки и техники : сборник трудов по материалам XI Международного конкурса научно-исследовательских работ, 30 января 2023 г., г. Уфа. — Уфа : Изд-во НИЦ Вестник науки, 2023. — С. 202–208. — <https://www.elibrary.ru/gmzmfr>

16. Багаев, А. В. Локальные изменения физико-биологических параметров поверхностных вод Севастопольской бухты под влиянием ливневого стока / А. В. Багаев, В. В. Никишин, Т. В. Рауэн [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2022. — Т. 38, № 2 (224). — С. 165–184.
17. Басова, М. М. Многолетние тенденции динамики численности ихтиопланктона при изменении температуры и ветровой активности в прибрежных водах Чёрного моря / М. М. Басова, С. Б. Крашенинникова // Морские исследования и образование (MARESEDU-2021) : труды X Международной научно-практической конференции, 25–29 октября 2021 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2021. — Т. 2 (III). — С. 160–162.
18. Басова, М. М. Особенности многолетней динамики ихтиопланктона в Севастопольской бухте в летний период / М. М. Басова, С. Б. Крашенинникова // Морские исследования и образование (MARESEDU-2022) : труды XI Международной научно-практической конференции, 24–28 октября 2022 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2022. — Т. 3 (IV). — С. 398–400.
19. Барышевская, Г. И. Течения системы Гольфстрим и температурный режим Северной Атлантики. — Москва : Гидрометеиздат, 1990. — 141 с.
20. Белогорская, Е. В. Распространение фитопланктона в Чёрном море / Е. В. Белогорская, Т. М. Кондратьева // Исследования планктона Чёрного и Азовского морей. — Киев : Наукова думка, 1965. — С. 36–58.
21. Белокопытов, В. Н. Моделирование распространения загрязняющей примеси в Севастопольской бухте / В. Н. Белокопытов, А. И. Кубряков, С. Ф. Пряхина // Морской гидрофизический журнал. — 2019. — Т. 35, № 1. — С. 5–15. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-1-5-15>
22. Белокопытов, В. Н. О комплексных исследованиях опасных природных явлений в Азово-Черноморском бассейне / В. Н. Белокопытов, В. В. Фомин, А. В. Ингертов // Морской гидрофизический журнал. — 2017. — № 3. — С. 32–48. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-3-32-48>

23. Берсенева, Г. П. Сезонная изменчивость хлорофилла и биомассы фитопланктона в западной части Чёрного моря / Г. П. Берсенева, Т. Я. Чурилова, Л. В. Георгиева // *Океанология*. — 2004. — Т. 44, № 3. — С. 389–398.
24. Бирман, Б. А. Вероятность и продолжительность опасных для навигации скоростей ветра в Северной Атлантике / Б. А. Бирман, Л. А. Клен, Т. А. Пармузина // *Труды ВНИИГМИ-МЦД*. — 1980. — Вып. 64. — С. 14–37.
25. Блатов, А. С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов, Н. П. Булгаков, В. А. Иванов [и др.] ; под ред. Б. А. Нелепо. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. — 240 с.
26. Богданова, А. К. Сгонно-нагонная циркуляция и ее роль в гидрологическом режиме Чёрного моря / А. К. Богданова, Л. Н. Кропачев // *Метеорология и гидрология*. — 1959. — № 4. — С. 26–33.
27. Богуславский, С. Г. Особенности температурного поля поверхности Тропической Атлантики / С. Г. Богуславский, С. И. Казаков, Е. В. Берестовая [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. — 2007. — № 6. — С. 28–38.
28. Бондаренко, А. Л. Настоящее и будущее Гольфстрима / А. Л. Бондаренко, В. В. Жмур // *Природа*. — 2007. — № 7. — С. 29–37.
29. Бородулина, П. А. Сезонная динамика азотсодержащих веществ в прибрежной зоне Чёрного моря на примере Геленджикской и Голубой бухт / П. А. Бородулина, В. К. Часовников // *Экология гидросферы*. — 2020. — № 1 (5). — С. 10–20. — [https://doi.org/10.33624/2587-9367-2020-1\(5\)-10-20](https://doi.org/10.33624/2587-9367-2020-1(5)-10-20)
30. Боровская, Р. В. Структура и межгодовая изменчивость характеристик прибрежного черноморского апвеллинга на основе данных спутникового мониторинга // *Исследование Земли из космоса*. — 2008. — № 2. — С. 26–36.
31. Брянцева, Ю. В. Оценка обилия фитопланктона в Чёрном море и его сезонная динамика в 1992 году // *Труды ЮгНИРО*. — 1996. — Т. 42. — С. 184–189.
32. Булгаков, Н. П. Межпассатное противотечение в Атлантическом океане по наблюдениям за дрейфтерами / Н. П. Булгаков, В. Н. Еремеев, С. В. Мотыжев // *Морской гидрофизический журнал*. — 1993. — № 3. — С. 53–63.

33. Булгаков, С. Н. Особенности поля течений в северо-западной части Чёрного моря / С. Н. Булгаков, В. М. Кушнир // Морской гидрофизический журнал. — 1996. — № 5. — С. 66–78.
34. Бурлакова, З. П. Структура сообщества фитопланктона в районе вихревого образования в Саргассовом море / З. П. Бурлакова, В. И. Холодов, Л. В. Кузьменко // Экология моря. — 1983. — Вып. 13. — С. 3–13.
35. Бурыкин, С. Н. Особенности океанологических условий в водах Марокко в осенний сезон 2019 года / С. Н. Бурыкин, О. Ю. Краснобородько, А. А. Морозов // Труды АтлантНИРО. — 2020. — Т. 4, № 2. — С. 30–42.
36. Вареник, А. Вариации концентраций и соотношения растворимых форм биогенных веществ в атмосферных выпадениях и воздействия для морских прибрежных районов Крыма, Чёрного моря / А. Вареник, С. Коновалов // Прикладные науки. — 2021. — Т. 11, № 23. — 11509.
37. Ведерников, В. И. Первичная продукция и хлорофилл в Чёрном море в летне-осенний период / В. И. Ведерников, М. Е. Виноградов, М. В. Флинт // Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Чёрного моря. — Москва : Наука, 1989. — С. 65–83.
38. Ведерников, В. И. Распределение первичной продукции и хлорофилла в субтропических и тропических водах Атлантического океана осенью 2002 г. / В. И. Ведерников, В. И. Гагарин, А. Б. Демидов [и др.] // Океанология. — 2007. — Т. 47, вып. 3. — С. 418–431.
39. Виноградов, М. Е. Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным / М. Е. Виноградов, Е. А. Шушкина, О. В. Копелевич [и др.] // Океанология. — 1996. — Т. 36, вып. 4. — С. 566–575.
40. Воскресенская, Е. Н. Оценка качества воспроизведения скорости ветра на территории Крыма в климатических моделях проекта CMIP5 / Е. Н. Воскресенская, М. А. Крашенинникова, В. А. Наумова // Системы контроля окружающей среды — 2016 : материалы Международной научно-технической конференции, Севастополь, 24–27 октября 2016 г. — Севастополь, 2016. — С. 127.

41. Востоков, С. В. Сезонная и многолетняя изменчивость фитопланктона в Чёрном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла-*a* / С. В. Востоков, Л. И. Лобковский, А. С. Востокова [и др.] // Доклады Академии наук. — 2019. — Т. 485, № 1. — С. 99–103.
42. Галаговец, Е. А. Пространственно-временная динамика структуры сообществ зоопланктона прибрежных вод Севастополя в весенне-осенний период / Е. А. Галаговец, И. Ю. Прусова // Морской биологический журнал. — 2023. — Т. 8, вып. 2. — С. 3–17. — <https://elibrary.ru/bnsupx>
43. Гарбазей, О. А. Многолетние изменения и сезонная динамика веслоногих рачков *Acartia clausi* и *A. tonsa* в Севастопольской бухте в 2002–2014 гг. / О. А. Гарбазей, А. Д. Губанова, Е. В. Попова [и др.] // Морские биологические исследования: достижения и перспективы. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2016. — Т. 1. — С. 140–143. — <https://repository.marine-research.ru/handle/299011/3000>
44. Георгиева, Л. В. Фитопланктон. Видовой состав и динамика // Планктон Чёрного моря / отв. ред.: А. В. Ковалев, З. З. Финенко. — Киев : Наукова думка, 1993. — С. 31–55.
45. Гиппиус, Ф. Н. Инструментальные измерения гидролого-гидрохимических параметров в районе разломов Вима, Романш и Чейн (Атлантический океан) / Ф. Н. Гиппиус, А. Н. Демидов, К. В. Артамонова [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2023) : труды XII Международной научно-практической конференции, 23–27 октября 2023 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2024. — Т. 2 (IV). — С. 90–94.
46. Гицба, Я. В. Гидродинамические процессы в абхазской акватории Чёрного моря / Я. В. Гицба, Я. А. Экба // Инженерный вестник Дона. — 2015. — № 4–2. — [13 с.] — URL: <https://ivdon.ru/ru/magazine/archive/n4p2y2015/3478> (дата обращения: 07.02.2025).
47. Годин, Е. А. Чёрное море: гидрология / Е. А. Годин, В. Н. Белокопытов, А. В. Ингерров [и др.], 2018, свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2019621008.

48. Гордина, А. Д. Динамика видового состава и численности ихтиопланктона в прибрежных и открытых водах Чёрного моря / А. Д. Гордина, Т. Н. Климова // Современное состояние ихтиофауны Чёрного моря : сборник научных трудов / редкол.: Ю. П. Зайцев (отв. ред.) [и др.]. — Севастополь, 1996. — С. 74–94.
49. Гордина, А. Д. Видовой состав рыб как показатель современного состояния прибрежной экосистемы юго-западного шельфа Крыма / А. Д. Гордина, Л. П. Салехова, Т. Н. Климова // Морской экологический журнал. — 2004. — Т. 3, № 2. — С. 15–24.
50. Гордина, А. Д. Состояние ихтиопланктонных сообществ в Севастопольской бухте (Крым) в мае-сентябре 1998 и 1999 гг. / А. Д. Гордина, А. В. Ткач, Е. В. Павлова [и др.] // Вопросы ихтиологии. — 2003. — Т. 43, № 2. — С. 184–193.
51. Горячкин, Ю. Н. Апвеллинг у берегов западного Крыма // Морской гидрофизический журнал. — 2018. — Т. 34, № 5 (203). — С. 399–411.
52. Горячкин, Ю. Н. Термохалинная структура и динамика вод на Черноморском подспутниковом полигоне / Ю. Н. Горячкин, В. А. Иванов // Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. — С. 311–334.
53. Грезе, В. Н. Основы биологической продуктивности Чёрного моря. — Киев : Наукова думка, 1979. — Т. 1. — 392 с.
54. Григорьева, В. Г. Аномальные ветровые волны в Мировом океане по данным попутных судовых наблюдений / В. Г. Григорьева, С. К. Гулев // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. — 2022. — Т. 4, № 4. — С. 18–26.
55. Губанов, В. И. Комплексные оценки качества вод Севастопольского взморья (Чёрное море) / В. И. Губанов, Л. В. Стельмах, Н. П. Клименко // Экология моря. — 2002. — Вып. 62. — С. 76–80.
56. Губанова, А. Д. Многолетняя динамика мезозoopланктона на примере сообщества веслоногих рачков Севастопольской бухты (1976–1996 гг.) / А. Д.

Губанова, И. Г. Поликарпов, М. А. Сабурова [и др.] // Океанология. — 2002. — Т. 42, № 4. — С. 512–520.

57. Дворецкий, В. Г. Межгодовые колебания численности и биомассы планктонных копепод рода *Oithona* в Баренцевом море / В. Г. Дворецкий, А. Г. Дворецкий // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. — 2015. — № 5. — С. 528–537.

58. Демидов, А. Б. Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Чёрном море // Океанология. — 2008. — Т. 48, № 5. — С. 718–733.

59. Демидов, А. Б. Первичная продукция и хлорофилл в Северной Атлантике по материалам 44-го рейса корабля «Академик Иоффе» в июле 2014 г. / А. Б. Демидов, В. И. Гагарин // Океанологические исследования. — 2018. — Т. 46, вып. 1. — С. 29–38.

60. Демидов, А. Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // Океанология. — 2003. — Т. 43, № 2. — С. 165–175.

61. Демидов, А. Н. Изменения меридионального переноса массы в Субтропической Атлантике / А. Н. Демидов, С. Б. Крашенинникова, А. Р. Горбушкин, [и др.] // Исследования океанов и морей : труды Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова / под ред. В. М. Грузинова. — Москва, 2019. — Вып. 220. — С. 181–188.

62. Демидов, А. Н. Меридиональный перенос массы в Субтропической Атлантике / А. Н. Демидов, С. Б. Крашенинникова, А. А. Иванов // Труды Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова. — 2019. — Вып. 220. — С. 181–188.

63. Демидов, А. Н. Меридиональный перенос водных масс на разрезе $\sim 26^\circ$ с.ш. в Атлантике по данным прямых измерений и океанических реанализов / А. Н. Демидов, С. Б. Крашенинникова, А. А. Иванов // Морские исследования и образование (MARESEDU-2018) : труды VII Международной научно-практической конференции, 19–22 ноября 2018 г., г. Москва. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2019. — Т. 3 (IV). — С. 95–97.

64. Дехник, Т. В. Ихтиопланктон Чёрного моря. — Киев : Наукова думка, 1973. — С. 59–88.
65. Дехник, Т. В. Динамика численности, выживаемость и элиминация икры и личинок массовых рыб / Т. В. Дехник, Р. М. Павловская // Основы биологической продуктивности Чёрного моря. — Киев : Наукова думка, 1979. — С. 272–279.
66. Дженкинс, Г. Спектральный анализ и его приложения / Г. Дженкинс, Д. Ваттс. — Москва : Мир, 1971. — 448 с.
67. Джиганшин, Г. Ф. Механизм взаимодействия Флоридского течения, свердруповского переноса и Североатлантического колебания / Г. Ф. Джиганшин, С. Б. Крашенинникова // Экология моря. — 2009. — Вып. 78. — С. 50–54.
68. Джиганшин, Г. Ф. Низкочастотная изменчивость расхода Гольфстрима: описание и механизмы / Г. Ф. Джиганшин, А. Б. Полонский // Морской гидрофизический журнал. — 2009. — № 3. — С. 30–49.
69. Джиганшин, Г. Ф. Апвеллинг в северо-западной части Чёрного моря в конце летнего сезона и его причины / Г. Ф. Джиганшин, А. Б. Полонский, М. А. Музылёва // Морской гидрофизический журнал. — 2010. — № 4. — С. 45–57.
70. Джиганшин, Г. Ф. Исследование синоптических и инерционных движений в поле основного Черноморского течения по данным дрейфтерных измерений / Г. Ф. Джиганшин, А. Б. Полонский, А. П. Толстошеев // Морской гидрофизический журнал. — 2013. — № 2. — С. 3–25.
71. Дзицкий, В. С. Комплексная оценка загрязненности вод Чёрного моря в 90-е годы прошлого столетия / В. С. Дзицкий, Н. И. Минкина, И. Г. Орлова [и др.] // Системы контроля окружающей среды. Средства, модели и мониторинг : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. — Вып. 15. — С. 265–273.
72. Добровольский, А. Д. Об определении водных масс // Океанология. — 1961. — Т. 1, № 1. — С. 12–24.
73. Дорофеев, В. Л. Изучение долговременной изменчивости экосистемы Чёрного моря на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в

численной модели / В. Л. Дорофеев, Л. И. Сухих // Водные ресурсы. — 2019. — Т. 46, № 1. — С. 58–69.

74. Егоров, В. Н. Биогеохимические характеристики седиментационного самоочищения Севастопольской бухты от радионуклидов, ртути и хлорорганических загрязнителей / В. Н. Егоров, С. Б. Гулин, Л. В. Малахова [и др.] // Морской биологический журнал. — 2018. — Т. 3, №. 2. — С. 40–52. — <https://doi.org/10.21072/mbj.2018.03.2.03>

75. Ефимов, В. В. Климатическая структура поля ветра в Черноморском регионе / В. В. Ефимов, А. Е. Анисимов, В. С. Барабанов // Морской гидрофизический журнал. — 2011. — № 3. — С. 3–13.

76. Ефимов, В. В. Формирование завихренности поля скорости ветра в атмосфере над Чёрным морем / В. В. Ефимов, А. В. Юровский // Морской гидрофизический журнал. — 2017. — № 6 (198). — С. 4–12. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-6-3-12>

77. Завьялов, П. О. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Чёрного моря / П. О. Завьялов, П. Н. Маккавеев, Б. В. Коновалов [и др.] // Океанология. — 2014. — Т. 54, № 3. — С. 293–293.

78. Загородняя, Ю. А. Сезонные изменения численности, биомассы и видового разнообразия зоопланктона в прибрежных районах Крыма (Чёрное и Азовское моря) / Ю. А. Загородняя, И. Е. Драпун, Е. А. Галаговец [и др.] // Океанология. — 2023. — Т. 63, № 2. — С. 255–265. — <https://doi.org/10.31857/S0030157423010173>

79. Загородняя, Ю. А. Сезонные изменения голопланктона в прибрежной зоне Чёрного моря в 2002 г. / Ю. А. Загородняя, А. В. Темных, В. К. Морякова // Морской экологический журнал. — 2007. — Т. 6, № 1. — С. 31–43. — <https://repository.marine-research.ru/handle/299011/894>

80. Заремба, Н. Б. Зоопланктон юго-восточной части Керченского полуострова в летний и осенний периоды 2015 г. // Труды ЮгНИРО. — 2017. — Т. 54. — С. 77–81. — <https://elibrary.ru/zfdmln>

81. Зацепин, А. Г. О влиянии изменчивости течения в глубоководной зоне Чёрного моря на динамику вод узкого северокавказского шельфа / А. Г. Зацепин, Д. Н. Ёлкин, А. О. Корж [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2016. — № 3 (189). — С. 16–25. — <https://elibrary.ru/wnafsl>
82. Зацепин, А. Г. Влияние поля ветра на динамику вод Чёрного моря / А. Г. Зацепин, В. В. Кременецкий, С. Г. Поярков [и др.] // Комплексные исследования северо-восточной части Чёрного моря / отв. ред.: А. Г. Зацепин, М. В. Флинт. — Москва : Наука, 2002. — С. 91–105.
83. Зацепин, А. Г. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Чёрного моря под ветровым воздействием / А. Г. Зацепин, В. В. Кременецкий, С. В. Станичный [и др.] // Современные проблемы динамики океана и атмосферы : сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П. С. Линейкина / под ред. А. В. Фролова, Ю. Д. Роснянского. — Москва : ТРИАДА ЛТД, 2010. — С. 347–368.
84. Зернова, В. В. Сезонные изменения фитопланктона в северо-восточной части Чёрного моря в 1978 г. / В. В. Зернова, Н. П. Незлин // Сезонные изменения планктона Чёрного моря / отв. ред. М. Е. Виноградов. — Москва : Наука, 1983. — С. 12–25.
85. Иванов, В. А. Океанография Чёрного моря / В. А. Иванов, В. Н. Белокопытов. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. — 212 с.
86. Иванов, В. А. Апвеллинг в Чёрном море / В. А. Иванов, Э. Н. Михайлова — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. — 92 с.
87. Иванов, В. А. Модель Севастопольской бухты. Воспроизведение вертикальной структуры полей температуры и солёности в 1997–1999 гг. / В. А. Иванов, Э. Н. Михайлова, Л. Н. Репетин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2003. — № 4. — С. 15–35.
88. Иванов, В. А. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов / В. А. Иванов, Е. И. Овсяный, Л. Н. Репетин [и др.] — Севастополь : Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2006. — 90 с.

89. Иванова, Е. В. Исследования осадочного заполнения трансформных разломов и водных масс восточной тропической Атлантики (63-й рейс НИС «Академик Иоффе») / Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, А. В. Гавриков [и др.] // Океанология. — 2023. — Т. 63, № 6. — С. 1021–1023. — <https://doi.org/10.31857/S0030157423060047>
90. Иванова, Е. В. Исследования осадконакопления и характеристик водных масс тропической Атлантики в 60-м рейсе НИС «Академик Иоффе» / Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, А. Н. Демидов [и др.] // Океанология. — 2022. — Т. 62, № 4. — С. 670–672.
91. Ильин, Ю. П. Сезонные и межгодовые изменения динамических высот и их уклонов на стандартных разрезах через Основное Черноморское течение // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — 2008. — № 17. — С. 244–257.
92. Исупова, М. В. Сгонно-нагонные колебания уровня воды в устье Дуная / М. В. Исупова, В. Н. Михайлов, В. Н. Морозов // Водные ресурсы. — 2005. — Т. 32, № 1. — С. 35–47.
93. Казьмин, А. С. Влияние крупномасштабных атмосферных процессов на долгопериодную изменчивость температуры поверхности Чёрного и Эгейского морей / А. С. Казьмин, А. Г. Зацепин // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2010. — Т. 7, № 3. — С. 145–151.
94. Карлин, Л. Н. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме / Л. Н. Карлин, В. Н. Малинин, С. М. Гордеева // Океанология. — 2013. — Т. 53, № 4. — С. 454–462.
95. Киселев, И. А. Методы исследования планктона // Жизнь пресных вод СССР. — 1956. — Т. 4, № 1. — С. 183–265.
96. Киселев, И. А. Панцирные жгутиконосцы (Dinoflagellata) морей и пресноводных вод СССР. — Москва ; Ленинград : Издательство АН СССР, 1950. — 280 с. — https://www.zin.ru/publications/fauna_keys/Keys_33_Kiselev_1950.pdf.
97. Климова, Т. Н., Состояние ихтио-, мезо- и макропланктонных комплексов Крымского полуострова (Чёрное море) в связи с особенностями гидрологического

режима в октябре 2016 г. / Т. Н. Климова, Б. Е. Аннинский, А. А. Субботин [и др.] // Морской биологический журнал. — 2023. — Т. 8, № 2. — С. 55–73.
<https://repository.marine-research.ru/handle/299011/12728>

98. Климова, Т. Н. Ихтиопланктон Чёрного моря как индикатор экологического состояния шельфовых вод Украины : дис. ... канд. биол. наук : 03.00.10. / НАН Украины, Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского. — Севастополь, 2005. — 156 с.

99. Климова, Т. Н. Ихтиопланктон в прибрежной акватории юго-западного Крыма в 2002–2008 гг. // Морской экологический журнал. — 2010. — Т. 9, № 1. — С. 39–52.

100. Климова, Т. Н. Ихтиопланктон прибрежной акватории моря у Севастополя в период с 2003 по 2007 гг. / Т. Н. Климова, И. В. Вдодович // Системы контроля окружающей среды. Средства, модели и мониторинг : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. — Вып. 10. — С. 352— 358.

101. Климова, Т. Н. Видовое разнообразие ихтиопланктона в различных по степени антропогенной нагрузки районах прибрежной акватории Севастополя / Т. Н. Климова, П. С. Подрезова // Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов : труды V Балтийского морского форума Всероссийской научной конференции. — Калининград : Изд-во КГТУ, 2017. — С. 183–187.

102. Климок, В. И. Численное моделирование сезонной изменчивости течений в Северной и Тропической Атлантике с использованием адаптационного подхода / В. И. Климок, Г. Фридрих // Морской гидрофизический журнал. — 1989. — № 6. — С. 29.

103. Ключанцева, А. П. Сезонная динамика прибрежного зоопланктона северо-восточной части Чёрного моря (Голубая бухта, г. Геленджик) в 2021–2022 гг. / А. П. Ключанцева, Т. А. Лукашева // Экология гидросферы. — 2023. — № 2 (10). — С. 18–31.

104. Ковалев, А. В. Орудия и метод суммарного учета морского микро- и мезозоопланктона // Экология моря. — 1980. — Вып. 3. — С. 61–64.

105. Ковалева, И. В. Влияние атмосферных осадков и поверхностного стока на показатели фитопланктона в северной части Чёрного моря / И. В. Ковалева, В. В. Суслин // Вестник Московского университета. Серия 5. География. — 2023. — № 4. — С. 28–39. — <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.4.3>
106. Кондратьев, С. И. Локальная сезонная гипоксия и образование сероводорода в придонных водах Севастопольской бухты в 2009–2019 гг. / С. И. Кондратьев, А. В. Видничук // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. — 2020. — № 2. — С. 107–212. — <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-2-107-121>.
107. Кондратьева, Т. М. Роль отдельных видов и размерных групп планктонных водорослей в первичной продукции тропической зоны Атлантического океана // Биология моря. — 1977. — Вып. 42. — С. 73–82.
108. Константинов, А. С. Общая гидробиология. — Москва : Высшая школа, 1986.
109. Копытов, Ю. П. Современный уровень загрязненности воды и донных отложений Севастопольской бухты (Чёрное море) / Ю. П. Копытов, Н. И. Минкина, Э. З. Самышев // Системы контроля окружающей среды. Средства, модели и мониторинг : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. — Вып. 14. — С. 199–208.
110. Коршенко, А. Н. Чёрное море: Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник. 2013. — Москва : Наука, 2014. — Гл. 3. — С. 59–76.
111. Костяной, А. Г. Структурообразующие процессы в апвеллинговых зонах : дис. ... д-ра физ.-мат. наук : 11.00.08 – Океанология / РАН, Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова. — Москва, 2000. — 317 с.
112. Костяной, А. Г. Климатическая изменчивость гидрометеорологических параметров морей России в 1979–2011 годах / А. Г. Костяной, А. И. Гинзбург, С. А. Лебедев // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. — Санкт-Петербург, 2014. — Вып. 570. — С. 50–87.

113. Краснобородько, О. Ю. Экологический отклик на изменения структуры водных масс в пелагиали большой экосистемы Канарского течения / О. Ю. Краснобородько, П. П. Чернышков, А. Я. Шустин // Труды ВНИРО. — 2020. — Т. 180. — С. 140–155.
114. Крахмальний, А. Ф. *Dinophyta* України (ілюстроване керівництво по визначенню). — Київ : Альтерпрес, 2011. — 444 с.
115. Крашенинникова, С. Б. Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике. — Симферополь : ИТ «Ариал», 2019. — 124 с. — <https://doi.org/10.21072/978-5-907162-84-6>
116. Крашенинникова, С. Б. Низкочастотная изменчивость меридиональных переносов массы и тепла в Субтропической Атлантике // Системы контроля окружающей среды. Средства, модели и мониторинг : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. — Вып. 19. — С. 166–169.
117. Крашенинникова, С. Б. Гидрологические и гидрохимические характеристики поверхностных вод в Тропической Атлантике / С. Б. Крашенинникова, К. В. Артамонова, А. Н. Демидов [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2023) : труды XII Международной научно-практической конференции, 23–27 октября 2023 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2024. — Т. 2 (IV). — С. 87–89.
118. Крашенинникова, С. Б. Пространственное распределение концентрации хлорофилла-*a* с учётом гидрологических, гидрохимических и гидрооптических условий Чёрного моря весной 2021 г. / С. Б. Крашенинникова, С. А. Бабич // Труды Карадагской научной станции им. Т. И. Вяземского — природного заповедника РАН. — 2022. — Т. 7, № 3 (23). — С. 13–22.
119. Крашенинникова, С. Б. Сравнительный анализ меридиональных переносов водных масс на разрезе 26° с.ш. Субтропической Атлантики по данным контактных наблюдений и океанических реанализов / С. Б. Крашенинникова, А. Н. Демидов // Морские исследования и рациональное природопользование : материалы

молодежной научной конференции, г. Севастополь, 19–23 сентября 2018 г. — Москва : МГУ, 2018. — С. 119–121.

120. Крашенинникова, С. Б. Изменения характеристик антарктической донной водной массы в субтропической части Северной Атлантики / С. Б. Крашенинникова, А. Н. Демидов, А. А. Иванов // Океанология. — 2021. — Т. 61, № 2. — С. 173–181. — <https://doi.org/10.31857/S003015742102009X>

121. Крашенинникова, С. Б. Межгодовая изменчивость характеристик водных масс в субтропической части Северной Атлантики / С. Б. Крашенинникова, А. Н. Демидов, А. А. Иванов [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2021) : труды X Международной научно-практической конференции, 25–29 октября 2021 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2021. — Т. 1 (III). — С. 45–49.

122. Крашенинникова, С. Б. Изменчивость характеристик Антарктической донной водной массы в Северной Атлантике / С. Б. Крашенинникова, А. Н. Демидов, А. А. Иванов // Морские исследования и образование (MARESEDU-2020) : труды IX Международной научно-практической конференции, 26–30 октября 2020 г., Москва. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2020. — Т. 3 (III). — С. 192–195.

123. Крашенинникова, С. Б. Выбор моделей проекта CMIP5 для исследования региональных особенностей системы атмосфера — криосфера / С. Б. Крашенинникова, М. А. Крашенинникова // Морские исследования и рациональное природопользование : материалы молодежной научной конференции, г. Севастополь, 19–23 сентября 2018 г. — Москва : МГУ, 2018. — С. 122–123.

124. Крашенинникова, С. Б. Изменчивость ледово-термических характеристик Баренцева моря и ее связь с солнечной активностью и Североатлантическим колебанием / С. Б. Крашенинникова, М. А. Крашенинникова // Международный научный институт «Educatio». — 2015. — № 3 (10). — С. 96–99.

125. Крашенинникова, С. Б. Исследование изменчивости скорости ветра в причерноморском регионе России / С. Б. Крашенинникова, М. А. Крашенинникова // Наземные и морские экосистемы Причерноморья и их охрана : сборник тезисов научно-практической школы-конференции, Новороссийск, 23–27 апреля 2018 г. — Севастополь : Институт природно-технических систем, 2018. — С. 67–68.

126. Крашенинникова, С. Б. Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря, оцененной по разным типам данных / С. Б. Крашенинникова, М. А. Крашенинникова // Лед и снег. — 2019. — Т. 59, № 1. — С. 112–122. — <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-112-122>

127. Крашенинникова, С. Б. Низкочастотная изменчивость ледовитости и термохалинных характеристик Баренцева моря и ее связь с Североатлантическим колебанием и Атлантической мультideкадной осцилляцией / С. Б. Крашенинникова, М. А. Крашенинникова // Евразийский союз ученых. — 2016. — № 25, ч. 5. — С. 97–100.

128. Крашенинникова, С. Б. Оценка изменчивости скорости ветра в причерноморском регионе России на основе выбранных моделей проекта CMIP5 / С. Б. Крашенинникова, М. А. Крашенинникова // Вестник Московского университета. Серия 5. География. — 2019. — № 6. — С. 60–66.

129. Крашенинникова, С. Б. Исследование распределения фитопланктона в прибрежной акватории Крыма с учетом гидрометеорологических факторов в разные сезоны / С. Б. Крашенинникова, Р. И. Ли, С. А. Бабич [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2024) : труды XIII Международной научно-практической конференции, 28 октября – 01 ноября 2024 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2025. — Т. 3 (IV). — С. 114–116.

130. Крашенинникова, С. Б. Межгодовая динамика планктонного сообщества и факторы, ее определяющие в прибрежной акватории Севастополя / С. Б. Крашенинникова, Р. И. Ли, Н. И. Минкина [и др.] // Изучение водных и наземных экосистем: история и современность : тезисы докладов III Международной научно-практической конференции, 2–7 сентября 2024 г., Севастополь. — Севастополь : ФИЦ ИнБЮМ, 2024. — С. 77–78.

131. Крашенинникова, С. Б. Исследование влияния ветрового режима и гидрологических условий на численность и биомассу фитопланктона в прибрежной зоне Крыма / С. Б. Крашенинникова, Р. И. Ли, И. Г. Шокурова [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2019) : труды VIII Международной

научно-практической конференции, 28–31 октября 2019 г., Москва. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2020. — Т. 2 (III). — С. 451–454.

132. Крашенинникова, С. Б. Межгодовая изменчивость биомассы фитопланктона и хлорофилла-*a* в южной части Каламитского залива в изменяющихся условиях среды весной / С. Б. Крашенинникова, Р. И. Ли, И. Г. Шокурова [и др.] // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы : материалы докладов XXVIII Международного симпозиума, 4–8 июля 2022 г., Томск. — Томск : Изд-во ИОА СО РАН, 2022. — С. С78–С81.

133. Крашенинникова, С. Б. Особенности распределения фитопланктона и концентрации хлорофилла-*a* с учетом гидрометеорологических факторов среды в прибрежье Чёрного моря весной / С. Б. Крашенинникова, Н. И. Минкина, Э. З. Самышев [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2023) : труды XII Международной научно-практической конференции, 23–27 октября 2023 г., Москва, РФ. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2024. — Т. 3 (IV). — С. 279–281.

134. Крашенинникова, С. Б. Оценка биомассы фитопланктона и зоопланктона в Чёрном море под влиянием разных факторов в весенний период / С. Б. Крашенинникова, Н. И. Минкина, Э. З. Самышев [и др.] // Морские исследования и образование (MARESEDU-2019) : труды VIII Международной научно-практической конференции, 28–31 октября 2019 г., Москва. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2020. — Т. 2 (III). — С. 447–450.

135. Крашенинникова, С. Б. Влияние комплекса факторов среды на биомассу фитопланктона и зоопланктона в Чёрном море в весенний период / С. Б. Крашенинникова, Н. И. Минкина, Э. З. Самышев [и др.] // Экология и строительство. — 2019. — № 4. — С. 14–21. — <https://doi.org/10.35688/2413-8452-2019-04-002>

136. Крашенинникова, С. Б. Комплексный анализ распределения компонентов экосистемы в Чёрном море с учетом гидрохимических и гидрометеорологических факторов / С. Б. Крашенинникова, Н. И. Минкина, И. Г. Шокурова [и др.] // Водные ресурсы. — 2022. — Т. 49, № 1. — С. 103–111. — <https://doi.org/10.31857/S0321059622010096>

137. Крашенинникова, С. Б. Термические характеристики Субтропической Атлантики по данным WODB и ORA-S3 / С. Б. Крашенинникова, П. А. Сухонос // Системы контроля окружающей среды. Средства, модели и мониторинг : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. — Вып. 20. — С. 123–127.

138. Крашенинникова, С. Б. Долговременная динамика показателей фитопланктона и температуры воды в районе Севастополя (Чёрное море) / С. Б. Крашенинникова, В. Д. Чмыр, Р. И. Ли [и др.] // Океанология. — 2024. — Т. 64, № 3. — С. 450–461. — <https://doi.org/10.31857/S0030157424030065>

139. Крашенинникова, С. Б. Аномалии скорости течений и температуры в океане при смещении северной границы Гольфстрима / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова // Моря России: методы, средства и результаты исследований : тезисы докладов Всероссийской научной конференции, г. Севастополь–пгт. Кацивели, 24–28 сентября 2018 г. — Севастополь : Морской гидрофизический институт, 2018. — С. 150–152.

140. Крашенинникова, С. Б. Изменения поверхностной температуры и скорости течений в Северной Атлантике при смещениях «северной стены» Гольфстрима / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова // Морские исследования и образование (MARESEDU-2018) : труды VII Международной научно-практической конференции, 19–22 ноября 2018 г., г. Москва. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2019. — Т. 3 (IV). — С. 100–104.

141. Крашенинникова, С. Б. Связь аномалий поверхностной температуры и скорости течений в Северной Атлантике и глобальных климатических сигналов / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова // Морские исследования и образование (MARESEDU-2019) : труды VIII Международной научно-практической конференции, 28–31 октября 2019 г., Москва. — Тверь : ООО «ПолиПРЕСС», 2020. — Т. 1 (III). — С. 56–59.

142. Крашенинникова, С. Б. Особенности поверхностной циркуляции в Северной Атлантике при изменениях ледовитости Баренцева моря / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова, А. Н. Демидов // Вестник Московского

университета. Серия 5. География. — 2022. — № 5. — С. 113–122. — <https://vestnik5.geogr.msu.ru/jour/article/view/1070>

143. Крашенинникова, С. Б. Влияние гидрометеорологических и гидрохимических факторов на распределение компонентов экосистемы Чёрного моря / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова, Н. И. Минкина [и др.] // Изучение водных и наземных экосистем: история и современность : тезисы докладов Международной научной конференции, посвященной 150-летию Севастопольской биологической станции и 45-летию НИС «Профессор Водяницкий», 13–18 сентября 2021 г., Севастополь. — Севастополь : ФИЦ ИнБЮМ, 2021. — С. 274. — <https://elibrary.ru/tfwlrk>

144. Крашенинникова, С. Б. Зимние аномалии скорости течений и температуры в океане при смещениях «северной стены» Гольфстрима / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова, М. В. Шокуров // Океанология. — 2020. — Т. 60, № 1. — С. 27–36. — <https://doi.org/10.31857/S0030157420010153>.

145. Крашенинникова, С. Б. Влияние различных условий среды на биомассу и численность фитопланктона у юго-восточного побережья Крыма / С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова, В. А. Яковенко // Наземные и морские экосистемы Причерноморья и их охрана : сборник тезисов II Всероссийской научно-практической школы-конференции, 28 сентября – 02 октября 2020 г., пгт. Курортное, Феодосия, Республика Крым, РФ. — Севастополь : Институт природно-технических систем, 2020. — С. 112–114.

146. Кривенко, О. В. Пространственная и временная изменчивость биомассы фитопланктона в Чёрном море за период 1948–2001 гг. / О. В. Кривенко, А. В. Пархоменко // Морской экологический журнал. — 2010. — Т. 9, № 4. — С. 5–24.

147. Кровнин, А. С. Сопряженность климатических колебаний между северными частями Атлантического и Тихого океанов // Труды ВНИРО. — 2020. — Т. 180. — С. 23–43.

148. Крупаткина, Д. К. Особенности роста фитопланктона в связи с содержанием биогенных элементов в клетках // Биология моря. — 1978. — Вып. 47. — С. 18–25.

149. Крышев, И. И. Некоторые результаты спектрального анализа временных рядов наблюдений морских биосистем / И. И. Крышев, Ю. А. Горбенко // Экология моря. — 1981. — Вып. 7. — С. 76–88.
150. Кубряков, А. И. Диагностические расчеты климатической зимней и летней циркуляции в Севастопольской бухте / А. И. Кубряков, В. Н. Белокопытов, С. Ф. Пряхина // Труды Государственного океанографического института. — 2019. — № 220. — С. 189–208.
151. Кубряков, А. А. Вертикальная эволюция цветений кокколитофорид и ее влияние на растворенную органику в Чёрном море по данным буев БИО-АРГО / А. А. Кубряков, А. С. Микаэлян, С. В. Станичный // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2019) : материалы XVI Всероссийской научно-технической конференции. – Москва : ИД Академии Жуковского, 2019. — Т. 2. — С. 214–217.
152. Куфтаркова, Е. А. Гидрохимическая характеристика отдельных бухт Севастопольского взморья / Е. А. Куфтаркова, Н. Ю. Родионова, В. И. Губанов [и др.] // Труды ЮгНИРО. — 2008. — Т. 46. — С. 110–117.
153. Лайонс, Р. Цифровая обработка сигналов. — Москва : Бином-Пресс, 2006. — 656 с.
154. Лемешко, Е. М. Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений, ноябрь 2014 г. / Е. М. Лемешко, А. Н. Морозов, С. А. Шутов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — 2014. — № 28. — С. 25–30.
155. Лидванов, В. В. Состав и структура мезозoopланктона прибрежных вод Марокко в октябре-ноябре 2019 года / В. В. Лидванов, Т. Г. Королькова, Е. Ю. Казакова // Труды АтлантНИРО. — 2020. — Т. 4, № 2. — С. 58–69.
156. Лисицкая, Е. В. Таксономический состав и сезонная динамика меропланктона в районе мидийно-устричной фермы (Севастополь, Чёрное море) // Морской биологический журнал. — 2017. — Т. 2, № 4. — С. 38–49. — <https://repository.marine-research.ru/handle/299011/2687>.

157. Ловенкова, Е. А. Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость / Е. А. Ловенкова, А. Б. Полонский // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 5. — С. 44–52.
158. Лопухина, О. А. Фитопланктон Севастопольской бухты (Чёрное море) в тёплый и холодный периоды 2001–2002 гг. / О. А. Лопухина, Л. А. Манжос // Экология моря. — 2005. — Вып. 69. — С. 25–31.
159. Лях, А. М. Компьютерная программа для расчета основных параметров фитопланктона / А. М. Лях, Ю. В. Брянцева // Экология моря. — 2001. — Вып. 58. — С. 87–90.
160. Малинин, В. Н. Канарский апвеллинг: крупномасштабная изменчивость и прогноз температуры воды / В. Н. Малинин, П. П. Чернышков, С. М. Гордеева. — Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 2002. — 156 с.
161. Малинин, В. Н. Влагообмен между океаном и атмосферой во внутритропической зоне конвергенции / В. Н. Малинин, П. А. Вайновский // Гидрометеорология и экология. — 2021. — № 63. — С. 255–278. — <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-63-255-278>
162. Маркина, М. Ю. Изменчивость ветрового волнения в северной Атлантике за зимы в период с 1979 по 2010 гг. по данным численного моделирования / М. Ю. Маркина, А. В. Гавриков // Океанология. — 2016. — Т. 56, № 3. — С. 346–352.
163. Мартынюк, М. Л. Результаты исследований зоопланктона северо-восточной части Чёрного моря / М. Л. Мартынюк, В. Н. Белоусов // Труды АзНИИРХ. — 2019. — Т. 2. — С. 129–133.
164. Мельникова, Е. Б. Выявление методом разложения в ряд Фурье биологических ритмов гидробионтных сообществ / Е. Б. Мельникова, Н. В. Лямина // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Серия «Биология, химия». — 2013. — Т. 26 (65), № 2. — С. 133–140.
165. Мельникова, Е. Б. Определение ритмических закономерностей функционирования пелагического сообщества методом преобразования Фурье / Е. Б.

Мельникова, А. В. Мельников // Принципы экологии. – 2022. – №. 1 (43). – С. 103–113.

166. Микаэлян, А. С. Воздействие мезомасштабной вихревой динамики на биопродуктивность морских экосистем (обзор) / А. С. Микаэлян, А. Г. Зацепин, А. А. Кубряков // Морской гидрофизический журнал. — 2020. — Т. 36, № 6. — С. 646–675. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-6-646-675>.

167. Микаэлян, А. С. Развитие кокколитофорид в Чёрном море: межгодовые и многолетние изменения / А. С. Микаэлян, В. А. Силкин, Л. А. Паутова // Океанология. — 2011. — Т. 51, № 1. — С. 45–53.

168. Михайлова, Э. Н. Пространственно-временная изменчивость характеристик апвеллинга в северо-западной части Чёрного моря и у побережья Крыма в 2005–2008 гг. / Э. Н. Михайлова, М. А. Музылева, А. Б. Полонский // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. — Вып. 20. — С. 160–170.

169. Михайлова, Э. Н. О причинах понижения температуры поверхности воды в Каркинитском заливе Чёрного моря / Э. Н. Михайлова, А. Б. Полонский, М. А. Музылёва // Морской гидрофизический журнал. — 2011. — № 6. — С. 28–35.

170. Михайлова, Э. Н. О связи интенсивности циркуляции в Чёрном море с завихренностью поля ветра / Э. Н. Михайлова, А. Б. Полонский, И. Г. Шокурова // Украинский гидрометеорологический журнал. — 2013. — № 12. — С. 193–203.

171. Михайлова, Э. Н. Моделирование циркуляции и пространственной структуры термогалинных полей в Севастопольской бухте с учетом реальных внешних данных (зима 1997 г.) / Э. Н. Михайлова, Н. Б. Шапиро // Морской гидрофизический журнал. — 2005. — № 2. — С. 60–76.

172. Мовчан, О. А. Видовой состав фитопланктона и его сезонные изменения в различных водных массах района Ньюфаундленда // Труды ВНИРО. — 1973. — Т. 84, вып. 4. — С. 33–40.

173. Морозов, А. Н. Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений (июнь 2008 года) / А. Н. Морозов, Е. М. Лемешко, С. А. Шутов. [и др.] //

Морской гидрофизический журнал. — 2012. — № 3. — С. 31–43. — <https://www.elibrary.ru/tmjxdx>

174. Нестеров, Е. С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. — Москва : ТРИАДА ЛТД, 2013. — 144 с.

175. Нестеров, Е. С. Экстремальные волны в океанах и морях. — Москва ; Обнинск : ИГ-СОЦИН, 2015. — 64 с.

176. Никольская, Н. А. Типовые барические поля при жестоких штормах и ураганах в Северной Атлантике / Н. А. Никольская, А. Я. Коржиков, А. М. Коротич [и др.] // Труды ВНИИГМИ-МЦД. — 1978. — Вып. 40. — С. 29–45.

177. Овсяный, Е. И. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты в условиях антропогенного воздействия (по наблюдениям 1998–1999 гг.) / Е. И. Овсяный, Р. Б. Кемп, Л. Н. Репетин [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2000. — С. 79–103.

178. Овсяный, Е. И. Основные источники загрязнения морской среды Севастопольского региона / Е. И. Овсяный, А. С. Романов, Р. Я. Миньковская [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001. — Вып. 2. — С. 138–152.

179. Орехова, Н. А. Современный гидрохимический режим Севастопольской бухты / Н. А. Орехова, А. В. Вареник // Морской гидрофизический журнал. — 2018. — Т. 34, № 2. — С. 134–146. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-2-134-146>

180. Орехова, Н. А. Влияние вод реки Чёрной на гидрохимический режим Севастопольской бухты (Чёрное море) / Н. А. Орехова, Е. В. Медведев, Е. И. Овсяный // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. — 2018. — № 3. — С. 84–91. — <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2018-3-84-91>

181. Очередник, В. В. Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Чёрного моря при помощи кластера термокос / В. В.

Очередник, А. Г. Зацепин, С. Б. Куклев [и др.] // Океанология. — 2020. — Т. 60, №. 2. — С. 173–185.

182. Павлова, Е. В. Современное состояние и тенденции в экосистеме Севастопольской бухты / Е. В. Павлова, Е. И. Овсяный, А. Д. Гордина [и др.] // Акватория и берега Севастополя: экосистемные процессы и услуги обществу. — Севастополь : Аквавита, 1999. — С. 70–94.

183. Полонский, А. Б. Атлантическая мультидекадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе // Морской гидрофизический журнал. — 2008. — № 4. — С. 69–79.

184. Полонский, А. Б. Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Чёрным морем во второй половине XX века / А. Б. Полонский, М. Ю. Бардин, Е. Н. Воскресенская // Морской гидрофизический журнал. — 2007. — № 6. — С. 47–58.

185. Полонский, А. Б. Многолетняя изменчивость завихренности касательного напряжения трения ветра над Чёрным морем по данным реанализа / А. Б. Полонский, И. Г. Шокурова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — 2011. — Вып. 24. — С. 182–189.

186. Пономаренко, Е. П. Сгонно-нагонные явления в дельте реки Дон в 2007–2010 гг. и их прогнозирование / Е. П. Пономаренко, В. В. Сорокина, П. А. Бирюков // Вестник Южного научного центра РАН. — 2012. — Т. 8, № 1. — С. 28–37.

187. Пospelова, Н. Фитопланктон / Н. Пospelова, М. Сеничева // Биология Чёрного моря у берегов Юго-Восточного Крыма / отв. ред. Н. С. Костенко. — Симферополь : ИТ «АРИАЛ», 2018. — С. 164–171.

188. Прошкина-Лавренко, А. И. *Диатомовые водоросли планктона Чёрного моря*. — Москва ; Ленинград : АН СССР, 1955. — 222 с.

189. Репетин, Л. Н. Ветры и волны в прибрежной зоне юго-западной части Крыма / Л. Н. Репетин, В. Н. Белокопытов, М. М. Липченко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — 2003. — Вып. 8. — С. 13–28.

190. Репетин, Л. Н. Влияние океанографических факторов на экологическое состояние Севастопольской бухты (Чёрное море) / Л. Н. Репетин, А. Д. Гордина, Е. В. Павлова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2003. — № 2. — С. 66–80.
191. Репетин, Л. Н. Апвеллинг в зоне антициклонической завихренности на шельфе Южного Крыма / Л. Н. Репетин, А. С. Романов, Т. Я. Чурилова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — 2010. — Вып. 22. — С. 205–227.
192. Рогожкин, Н. А. Численность мелкого метазоопланктона и температура воды восточной части тропической Атлантики / Н. А. Рогожкин, С. А. Серегин, Е. В. Попова [и др.] // Понт Эвксинский — 2025 : материалы XIV Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием для молодых учёных, посвящ. 185-летию со дня рождения А. О. Ковалевского и В. Н. Ульянина, 6–10 октября 2025 г., Севастополь, Российская Федерация. — Севастополь : ФИЦ ИнБЮМ, 2025. — С. 46-47.
193. Роухияйнен, М. Оценка продуктивности вод по интенсивности развития фитопланктона в центрально-восточной части Атлантического океана // Экология моря. — 1988. — Вып. 30. — С. 1–6.
194. Роухияйнен, М. И. Фитопланктон и первичная продукция в западной части Саргассова моря летом 1977 г. / М. И. Роухияйнен, О. А. Юнев // Экспериментальные исследования по международной программе «Полимод» (результаты 16-го рейса НИС «Академик Вернадский»). — Севастополь, 1978. — С. 125–133.
195. Рябушко, Л. И. Диатомовые водоросли микрофитобентоса Японского моря (конспект и атлас). / Л. И. Рябушко, А. А. Бегун // Севастополь : КИА, 2015. — Т. 2. — 324 с.
196. Сеничева, М. И. Видовое разнообразие, сезонная и межгодовая изменчивость микроводорослей в планктоне у берегов Крыма // Микроводоросли Чёрного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. — С. 5–17.
197. Сеничева, М. И. Сезонные и многолетние изменения фитопланктона в прибрежных водах Карадагского заповедника / М. И. Сеничева, Н. В. Поспелова //

100 лет Карадагской научной станции им. Т. И. Вяземского : сборник научных трудов. — Симферополь : Н. Орианда, 2015. — С. 451–461.

198. Серегин, С. А. Многолетняя динамика численности копеподы-вселенца *Oithona davisae* в прибрежных водах Чёрного моря / С. А. Серегин, Е. В. Попова // Российский журнал биологических инвазий. — 2016. — Т. 9, № 3. — С. 90–100.

199. Серегин, С. А. Численность, видовое разнообразие и структура сообщества метазойного микрозоопланктона в градиенте залив–взморье (на примере Севастопольской бухты) / С. А. Серегин, Е. В. Попова // Морской биологический журнал. — 2023. — Т. 8, № 2. — С. 74–90. — <https://doi.org/10.21072/mbj.2023.08.2.05>

200. Сизов, А. А. Динамика глубины верхней границы сезонного термоклина в зависимости от скорости Основного черноморского течения (по данным спутниковой альтиметрии и дрейферного эксперимента) / А. А. Сизов, Т. М. Баянкина, Н. Е. Лебедев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2020. — Т. 17, № 4. — С. 231–237.

201. Сизов, А. А. Изменчивость характеристик термоклина в зоне действия основного черноморского течения / А. А. Сизов, Т. М. Баянкина, Н. Е. Лебедев // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2021. — Т. 496, № 2. — С. 194–197.

202. Сирота, А. М. Структура и динамика вод в районе Канарского апвеллинга и состояние популяций пелагических рыб : дис. ... канд. геогр. наук : 25.00.28 / Александр Михайлович Сирота. — Калининград, 2003. — 182 с.

203. Скрыбин, В. А. Видовой и размерный состав микрозоопланктона // Механизмы образования скоплений и функционирования планктона в экосистемах Индийского океана / отв. ред. Т. С. Петипа. — Севастополь ; Белгород : Константа, 2017. — С. 232–236.

204. Совга, Е. Е. Сезонная динамика содержания и локальные источники биогенных элементов в водах прибрежной акватории Гераклеяского полуострова / Е. Е. Совга, С. И. Кондратьев, Е. А. Годин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2017. — № 1. — С. 56–65.

205. Совга, Е. Е. Сравнение ассимиляционной емкости и индекса трофности различных частей акватории Севастопольской бухты / Е. Е. Совга, И. В. Мезенцева, К. А. Слепчук // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. — 2020. — № 3. — С. 63–76.

206. Совга, Е. Е. Моделирование сезонной изменчивости гидродинамического режима Севастопольской бухты и оценки самоочистительной способности ее экосистемы / Е. Е. Совга, И. В. Мезенцева, Т. В. Хмара // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. — 2022. — Т. 15, № 2. — С. 110–123.

207. Станичная, Р. Р. Апвеллинги Чёрного моря / Р. Р. Станичная, С. В. Станичный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 4. — С. 195–207. — <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-195-207>

208. Стельмах, Л. В. Сезонная изменчивость удельной скорости роста фитопланктона в прибрежных водах Чёрного моря // Системы контроля окружающей среды. — Севастополь : Институт природно-технических систем, 2018. — № 1. — С. 101–109. — <https://doi.org/10.33075/2220-5861-2018-1-101-109>

209. Стельмах, Л. В. Сезонная изменчивость скорости роста фитопланктона в прибрежных водах Чёрного моря (район Севастополя) / Л. В. Стельмах, Е. А. Куфтаркова, И. И. Бабич // Морской экологический журнал. — 2009. — Т. 8, № 1. — С. 67–80.

210. Суслин, В. В. Региональный алгоритм расчета концентрации хлорофилла-*a* в Чёрном море по спутниковым данным SeaWiFS / В. В. Суслин, Т. Я. Чурилова, Х. М. Сосик // Морской экологический журнал. — 2008. — Т. 7, № 2. — С. 24–42.

211. Суховей, В. Ф. Особенности системы течений на акватории Тихого океана к востоку от Австралии / В. Ф. Суховей, И. Г. Рубан // Український гідрометеорологічний журнал. — 2011. — № 8. — С. 214–233.

212. Темных, А. В. Пространственная изменчивость сезонной динамики зоопланктона в прибрежных водах юго-западного Крыма (по материалам 2002–2003

гг.) / А. В. Темных, Ю. А. Загородняя, В. К. Морякова // Экология моря. — 2008. — Вып. 75. — С. 23–30.

213. Тимченко, И. Е. Динамическая модель интегрированных процессов в экосистеме северо-западного шельфа Чёрного моря / И. Е. Тимченко, В. А. Жоров, Е. М. Игумнова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2007. — № 4. — С. 48–69. — <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2020-1-81-94>

214. Толмазин, Д. М. Сгонные явления в северо-западной части Чёрного моря // Океанология. — 1963. — Т. 3, № 5. — С. 848–852.

215. Толстошеев, А. П. Результаты долговременного мониторинга вертикальной термической структуры шельфовых вод на Черноморском гидрофизическом полигоне РАН / А. П. Толстошеев, С. В. Мотыжев, Е. Г. Лунев // Морской гидрофизический журнал. — 2020. — Т. 36, № 1 (211). — С. 75–87.

216. Фалина, А. С. Межгодовая изменчивость характеристик водных масс субполярной Северной Атлантики на трансатлантическом разрезе по 60 °с.ш. // Океанология. — 2005. — Т. 45, № 4. — С. 504–517.

217. Федоров, К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. — 296 с.

218. Финенко, З. З. Развитие фитопланктона в зимне-весенний период в прибрежных водах Крыма / З. З. Финенко, И. М. Мансурова, И. В. Ковалева [и др.] // Морской биологический журнал. — 2021. — Т. 9, № 1. — С. 102–114.

219. Финенко, З. З. Временная динамика биомассы фитопланктона в поверхностном слое Черного моря по данным спутниковых наблюдений / З. З. Финенко, И. М. Мансурова, В. В. Суслин // Океанология. — 2022. — Т. 62, № 3. — С. 416–427.

220. Финенко, З. З. Сезонная динамика структурных и функциональных показателей фитопланктонного сообщества в Севастопольской бухте / З. З. Финенко, Л. В. Стельмах, И. М. Мансурова [и др.] // Системы контроля окружающей среды. — 2017. — Т. 9, № 29. — С. 73–82.

221. Халиулин, А. Х. Банк океанографических данных Морского гидрофизического института: информационные ресурсы для поддержки

исследований прибрежной зоны Чёрного моря / А. Х. Халиулин, Е. А. Годин, А. В. Ингеров [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. — 2016. — № 1. — С. 89–95.

222. Чернышков, П. П. Океанологические условия в районах Канарского и Бенгельского апвеллингов и прогнозирование состояния популяций пелагических рыб : дис. ... д-ра географ. наук : 25.00.28 / Павел Петрович Чернышков ; Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. — Москва, 2006. — 298 с.

223. Чмыр, В. Д. Определение скорости роста и элиминации отдельных видов и популяций в сообществе фитопланктона бухты Севастопольская (Чёрное море) / В. Д. Чмыр, Р. И. Ли, М. И. Сеничева // Морской биологический журнал. — 2019. — Т. 4, № 3. — С. 81–94.

224. Чмыр, В. Д. Структурно-функциональные параметры планктона Черноморского побережья / В. Д. Чмыр, М. И. Сеничева, Д. А. Литвинюк [и др.] // Системы контроля окружающей среды: средства, модели и мониторинг : сборник научных трудов / НАН Украины, Морской гидрофизический журнал. — Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. — С. 335–338.

225. Шапиро, Н. Б. Моделирование ветровых течений в Севастопольских бухтах / Н. Б. Шапиро, С. А. Ющенко // Морской гидрофизический журнал. — 1999. — № 1. — С. 42–57.

226. Шемшура, В. Е. Оценка первичной продукции морского фитопланктона по хлорофиллу-*a*, относительной прозрачности и спектрам восходящего излучения / В. Е. Шемшура, З. З. Финенко, З. П. Бурлакова [и др.] // Океанология. — 1990. — Т. 30, № 3. — С. 479–485.

227. Шиганова, Т. А. Гребневики вселенцы *Mnemiopsis leidyi* (A. Agassiz) и *Beroe ovata* Mayer 1912 и их воздействие на пелагическую экосистему северо-восточной части Чёрного моря / Т. А. Шиганова, Э. И. Мусаева, Ю. В. Булгакова [и др.] // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. — 2003. — № 2. — С. 225–235.

228. Шокуров, М. В. Завихренность напряжения трения ветра на поверхности Чёрного моря при различных ветровых режимах / М. В. Шокуров, И. Г. Шокурова // Морской гидрофизический журнал. — 2017. — № 6 (198). — С. 13–26. — <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-6-13-26>

229. Шокурова, И. Г. Статистика ветровых условий возникновения апвеллинга у южного берега Крыма / И. Г. Шокурова, С. Б. Крашенинникова // Моря России: исследования береговой и шельфовой зон (XXVIII Береговая конференция) : тезисы докладов Всероссийской научной конференции, г. Севастополь, 21–25 сентября 2020 г. — Севастополь : ФИЦ МГИ, 2020. — С. 209–211. — URL: http://mhi-ras.ru/assets/files/morya_rossii-2020_tezisy.pdf

230. Шокурова, И. Г. Многолетняя изменчивость температуры воды и скорости течений в Северной Атлантике и их связь с североатлантическим колебанием / И. Г. Шокурова, С. Б. Крашенинникова, Д. В. Башарин [и др.] // Моря России: приоритеты, практика, прогноз : тезисы докладов IX Всерос. науч. конф., г. Севастополь, 22–26 сентября 2025 г. — Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ, 2025. — С. 223–224. — https://conf.mhi-ras.ru/morya_rossii-2025_tezisy.pdf

231. Шокурова, И. Г. Ветровые условия возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма / И. Г. Шокурова, Т. В. Пластун, Т. Е. Касьяненко [и др.] // Морской гидрофизический журнал. — 2023. — Т. 39, № 4. — С. 435–447. — <http://мгфж.рф/repository/issues/2023/04/02/>

232. Юнев, О. А. Антропогенная эвтрофикация в пелагической зоне Черного моря: долговременные тренды, механизмы, последствия / О. А. Юнев, С. К. Коновалов, В. Великова — Москва : ГЕОС, 2019. — 164 с. — <https://doi.org/10.34756/GEOS/2019.16.37827>

233. Alves, J. M. R. Low-level jets drive the summer intra-seasonal variability of the Canary upwelling system / J. M. R. Alves, P. M. A. Miranda, R. M. A. Caldeira // Frontiers in Marine Science. — 2023. — Vol. 10. — Art. no. 1068134. — <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1068134>

234. Andres, M. On the recent destabilization of the Gulf Stream path downstream of Cape Hatteras // Geophysical Research Letters. — 2016. — Vol. 43, № 18. — P. 9836–

235. Anninsky, B. E., Finenko G. A., Kideys A. E., Datsyk N. A. Environmental control on macro- and mesozooplankton biomass off Sevastopol bay: A 20-year analysis / B. E. Anninsky, G. A. Finenko, A. E. Kideys, [et al.] // Marine Environmental Research. — 2025. — Vol. 211. — Art. no. 107447 (16 p.). <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2025.107447>

236. Arai, M. N. Pelagic coelenterates and eutrophication: a review // Hydrobiologia. — 2001. — Vol. 451. — P. 69–87. — <https://doi.org/10.1023/A:1011840123140>

237. Averyanova, E. A. Influence of the North Atlantic Oscillation and East Atlantic Pattern on Wind Stress Curl over the Black Sea / E. A. Averyanova, A. V. Gubarev, A. B. Polonskii // Russian Meteorology and Hydrology. — 2022. — Vol. 47, № 1. — P. 14–22. — <https://doi.org/10.3103/S1068373922010022>

238. Awo, F. M. Seasonal cycle of sea surface salinity in the Angola upwelling system / F. M. Awo, M. Rouault, M. Ostrowski [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2022. — Vol. 127, № 7. — Art. no. e2022JC018518.

239. Balmaseda, M. A. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 / M. A. Balmaseda, K. Mogensen, A. T. Weaver // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 2013. — Vol. 139, no. 674. — P. 1132–1161.

240. Barton, A. D. Anthropogenic climate change drives shift and shuffle in North Atlantic phytoplankton communities / A. D. Barton, A. Irwin, Z. Finkel [et al.] // Proceedings of the National Academy of Sciences. — 2016. — Vol. 113, no. 11. — P. 2964–2969. — <https://doi.org/10.1073/pnas.1519080113>

241. Basova, M. The long-term ichthyoplankton abundance summer trends in the coastal waters of the Black Sea under conditions of hydrometeorological changes / M. Basova, S. Krasheninnikova, F. Fazio // Estuarine, Coastal and Shelf Science. — 2021. — Vol. 258. — Art. no. 107450 (7 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107450>

242. Basova, M. Intra-Decadal (2012–2021) Dynamics of Spatial Ichthyoplankton Distribution in Sevastopol Bay (Black Sea) Affected by Hydrometeorological Factors / M. Basova, S. Krasheninnikova, V. Parrino // Animals. — 2022. — Vol. 12, iss. 23. — Art.

no. 3317 (11 p.). — <https://doi.org/10.3390/ani12233317>

243. Beck, M. W. The identification, conservation, and management of estuarine and marine nurseries for fish and invertebrates / M. W. Beck, K. L. Heck, K. W. Able [et al.] // *Bioscience*. — 2001. — Vol. 51, no. 8. — P. 633–641.

244. Behrenfeld, M. J. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity / M. J. Behrenfeld, R. T. O'Malley, D. A. Siegel. [et al.] // *Nature*. — 2006. — Vol. 444. — P. 752–755.

245. Belkin, I. A double-thermostad warm-core ring of the Gulf Stream / I. Belkin, A. Foppert, T. Rossby [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. — 2020. — Vol. 50, no. 2. — P. 489–507.

246. Benedetti, F. The Seasonal and Inter-Annual Fluctuations of Plankton Abundance and Community Structure in a North Atlantic Marine Protected Area / F. Benedetti, L. Jalabert, M. Sourisseau [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. — 2019. — Vol. 6. — Art. no. 214 (16 p.). — <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00214>

247. Beaugrand, G. Reorganization of North Atlantic marine copepod biodiversity and climate / G. Beaugrand, P. C. Reid, F. Ibañez [et al.] // *Science*. — 2002. — Vol. 296, no. 5573. — P. 1692–1694. — <https://doi.org/10.1126/science.1071329>

248. Blender, R. Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic / R. Blender, K. Fraedrich, F. Lunkeit // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 1997. — Vol. 123. — P. 727–741.

249. Bodeanu, N. A new trend of the phytoplankton structure and dynamics in the Romanian marine waters / N. Bodeanu, C. Andrei, L. Boicenco [et al.] // *Cercetări Marine*. — 2004. — Vol. 35. — P. 77–86.

250. Bonachela, J. A. Dynamic model of flexible phytoplankton nutrient uptake / J. A. Bonachela, M. Raghib, S. A. Levin // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. — 2011. — Vol. 108, no. 51. — P. 20633–20638. — <https://doi.org/10.1073/pnas.1118012108>

251. Booij, N. A. third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation / N. Booij, R. C. Ris, L. H. Holthuijsen // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1999. — Vol. 104, C4. — P. 7649–7666.

252. Borkman, D. G. Gulf Stream position and winter NAO as drivers of long-term variations in the bloom phenology of the diatom *Skeletonema costatum* «species complex» in Narragansett Bay, RI, USA / D. G. Borkman, T. J. Smayda // *Journal of Plankton Research*. — 2009. — Vol. 31, iss. 11. — P. 1407–1425.
253. Boyce, D. G. Global phytoplankton decline over the past century / D. G. Boyce, M. R. Lewis, B. Worm // *Nature*. — 2010. — Vol. 466, no. 7306. — P. 591–596. — <https://doi.org/10.1038/nature09268>
254. Boyer, T. P. World Ocean Database 2018 / T. P. Boyer, O. K. Baranova, C. Coleman [et al.] // NOAA Atlas NESDIS 87 / Tech. Ed. A. V. Mishonov — Silver Spring, MA (USA) : [NOAA], 2018. — 207 p. — https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2020-04/wod_intro_0.pdf
255. Brandt, P. Physical processes in the upwelling regions of the tropical Atlantic / P. Brandt, G. Alory, F. M. Awo [et al.]. — *Ocean Science*. — 2023. — Vol. 19. — P. 581–601. — <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1354>
256. Brogueira, M. J. Phytoplankton community structure defined by key environmental variables in Tagus estuary, Portugal / M. J. Brogueira, M. D. R. Oliveira, G. Cabeçadas // *Marine Environmental Research*. — 2007. — Vol. 64. — P. 616–628. — <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2007.06.007>
257. Bukhanovskij, A. W. Typification of instrumentally measured wind waves in the Black Sea / A. W. Bukhanovskij, L. I. Lopatukhin, V. A. Rozhkov [et al.] // *Oceanology*. — 2000. — Vol. 40, no. 2. — P. 267–275.
258. Buttay, L. Long-term and seasonal zooplankton dynamics in the northwest Iberian shelf and its relationship with meteo-climatic and hydrographic variability / L. Buttay, A. Miranda, G. Casas [et al.] // *Journal of Plankton Research*. — 2016. — Vol. 38, no. 1. — P. 106–121.
259. Byrne, M. P. Response of the Intertropical Convergence Zone to Climate Change: Location, Width, and Strength / M. P. Byrne, A. G. Pendergrass, A. D. Rapp [et al.] // *Current Climate Change Reports*. — 2018. — Vol. 6. — P. 2162–2174. — <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0110-5>
260. Caniaux, G. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African

monsoon in boreal spring and summer / G. Caniaux, H. Giordani, J.L. Redelsperger [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2011. — Vol. 116, iss. C4. — <https://doi.org/10.1029/2010JC006570>

261. Cereja, R. Tidal and physicochemical effects on phytoplankton community variability at Tagus Estuary (Portugal) / R. Cereja, V. Brotas, J. P. C Cruz. [et al.] // Frontiers in Marine Science. — 2021. — Vol. 8. — Art. no. 675699 (21 p.). — <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.675699>

262. Chermahini, M. A. Diversity, distribution and abundance patterns of ichthyoplankton assemblages in some inlets of the northern Persian Gulf / M. A. Chermahini, A. Shabani, R. Naddafi [et al.] // Journal of Sea Research. — 2021. — Vol. 167. — Art. no. 101981 (11 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.seares.2020.101981>

263. Costalago, D. Preliminary insight into the relationship between environmental factors and the nutritional condition and growth of *Gilchristella aestuaria* larvae in the upper reaches of South African estuaries / D. Costalago, N. Strydom, C. Frost [et al.] // Environmental Biology of Fishes. — 2015. — Vol. 98. — P. 2367–2378. — <https://doi.org/10.1007/s10641-015-0447-8>

264. Csanady, G. T. Circulation of slopewater / G. T. Csanady, P. Hamilton // Continental Shelf Research. — 1988. — Vol. 8, iss. 5–7. — P. 565–624.

265. Dai, A. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations / A. Dai, K. E. Trenberth // Journal of Hydrometeorology. — 2002. — Vol. 3, no. 6. — P. 660–687.

266. Dahlke, S. Contribution of Atmospheric Advection to the Amplified Winter Warming in the Arctic North Atlantic Region / S. Dahlke, M. Maturilli // Advances in Meteorology. — 2017. — Art. no. 4928620 (8 p.) — <https://doi.org/10.1155/2017/4928620>

267. Davis, X. J. Prediction of silver hake distribution on the Northeast US shelf based on the Gulf Stream path index / X. J. Davis, T. M. Joyce, Y. O. Kwon // Continental Shelf Research. — 2017. — Vol. 138. — P. 51–64.

268. Dawe, E. G. Environmental effects on recruitment of short-finned squid (*Illex illecebrosus*) / E. G. Dawe, E. B. Colbourne, K. F. Drinkwater // ICES Journal of Marine Science. — 2000. — Vol. 57. — P. 1002–1013.

269. Dee, D. P. The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System / D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 2011. — Vol. 137, no. 656. — P. 553–597. — <https://doi.org/10.1002/qj.828>
270. Didden, N. Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry / N. Didden, F. Schott // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1993. — Vol. 98, no. C11. — P. 20121–20131. — <https://doi.org/10.1029/JC095IC12P22103>
271. Dimiza, M. D. Coccolithophore Distribution in the Western Black Sea in the Summer of 2016 / M. D. Dimiza, M. V. Triantaphyllou, A. Ravani [et al.] // Diversity. — 2023. — Vol. 15. — Art. no. 1194 (15 p.). — <https://doi.org/10.3390/d15121194>
272. Divinsky, B. V. Interannual variability of the wind–wave regime parameters in the Black Sea / B. V. Divinsky, A. A. Kubryakov, R. D. Kosyan // Physical Oceanography. — 2020. — Vol. 27, no. 4. — P. 337–351.
273. Djakouré, S. Respective roles of the Guinea Current and local winds on the coastal upwelling in the northern Gulf of Guinea / S. Djakouré, P. Penven, B. Bourlès [et al.] // Journal of Physical Oceanography. — 2017. — Vol. 47, iss. 6. — P. 1367–1387.
274. Dong, S. Heat budget in the Gulf Stream region: The importance of heat storage and advection / S. Dong, K. A. Kelly // Journal of Physical Oceanography. — 2004. — Vol. 34, iss. 5. — P. 1214–1231.
275. Drinkwater, K. F. The regime shift of the 1920s and 1930s in the North Atlantic // Progress in Oceanography. — 2006. — Vol. 68, no. 2–4. — P. 134–151.
276. Drira, Z. Copepod assemblages as a bioindicator of environmental quality in three coastal areas under contrasted anthropogenic inputs (Gulf of Gabes, Tunisia) / Z. Drira, S. Kmiha-Megdiche, H. Sahnoun [et al.] // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. — 2018. — Vol. 98, iss. 8. — P. 1889–1905. — <https://doi.org/10.1017/S0025315417001515>
277. Dvoryaninov, G. S. The North Atlantic Oscillation: A dominant factor in variations of oceanic circulation systems of the Atlantic Ocean / G. S. Dvoryaninov, A. A.

Kubryakov, A. A. Sizov [et al.] // Doklady Earth Sciences. — 2016. — Vol. 466, no. 1. — P. 100–104.

278. Efimov, V. V. Disturbances in the wind speed fields due to the Crimean Mountains / V. V. Efimov, O. I. Komarovskaya // Physical Oceanography. — 2019. — Vol. 26, no. 2. — P. 123–134. — <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2019-2-123-134>

279. Enfield, D. B. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. / D. B. Enfield, A. M. Mestas-Núñez, P. J. Trimble // Geophysical Research Letters. — 2001. — Vol. 28, no. 10. — P. 2077–2080.

280. Estrada, M. Phytoplankton across tropical and subtropical regions of the Atlantic, Indian and Pacific oceans / M. Estrada, M. Delgado, D. Blasco [et al.] // PLoS One. — 2016. — Vol. 11, no. 3. — Art. no. e0151699. — <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0151699>

281. Ettahiri, O. Seasonal and spatial variability of mesozooplankton communities in the Moroccan Atlantic coast (Cape Ghir area) / O. Ettahiri, A. Berraho, L. Valdés [et al.] // Journal of Marine Systems. — 2021. — Vol. 220. — Art. no. 103563.

282. Fan, Y. North Atlantic Oscillation contributes to the subpolar North Atlantic cooling in the past century / Y Fan, W. Liu, P. Zhang [et al.] // Climate Dynamics. — 2023. — Vol. 61, no. 11. — P. 5199–5215.

283. Fernández de Puellas, M. L. Decadal changes in hydrographic and ecological time-series in the Balearic Sea (western Mediterranean), identifying links between climate and zooplankton / M. L. Fernández de Puellas, J. C. Molinero // ICES Journal of Marine Science. — 2008. — Vol. 65, iss. 3. — P. 311–317. — <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsn017>

284. Field, C. B. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components / C. B. Field, M. J. Behrenfeld, J. T. Randerson [et al.] // Science. — 1998. — Vol. 281. — P. 237–242.

285. Finenko, Z. Z. Seasonal dynamics of structural and functional indicators of phytoplankton community in Sevastopol Bay / Z. Z. Finenko, L. V. Stelmakh, I. M. Mansurova [et al.] // Environmental Control Systems. — 2017. — Vol. 9. — P. 73–82.

286. Finenko, Z. Z. Seasonal and long-term dynamics of the chlorophyll concentration in the Black Sea according to satellite observations / Z. Z. Finenko, V. V. Suslin, I. V. Kovaleva // *Oceanology*. — 2014. — Vol. 54, no. 5. — P. 596–605.
287. Finkel, Z. V. A universal driver of macroevolutionary change in the size of marine phytoplankton over the Cenozoic / Z. V. Finkel, J. Sebbo, S. Feist-Burkhardt [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. — 2007. — Vol. 104, no. 51. — P. 20416–20420.
288. Flatau, M. K. The North Atlantic Oscillation, Surface Current Velocities and SST Changes in the Subpolar North Atlantic / M. K. Flatau, L. Talley, P. P. Niiler // *Journal of Climate*. — 2003. — Vol. 16, no. 14. — P. 2355–2369. — <https://doi.org/10.1175/2787.1>
289. Franchi, E. Changes in the fish community of the upper Tiber River after construction of a hydro-dam / E. Franchi, A. Carosi, L. Ghetti [et al.] // *Journal of Limnology*. — 2014. — Vol. 73, no. 2. — <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2014.876>
290. Frankignoul, C. Gulf Stream variability and ocean–atmosphere interactions / C. Frankignoul, G. de Coetlogon, T. M. Joyce [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. — 2001. — Vol. 31. — P. 3516–3529.
291. Friedland, K. D. The recruitment of Atlantic salmon in Europe / K. D. Friedland, J. C. MacLean, L. P. Hansen [et al.] // *ICES Journal of Marine Science*. — 2009. — Vol. 66. — P. 289–304.
292. Fromentin, J.-M. Calanus and environment in the eastern North Atlantic. II. Influence of the North Atlantic Oscillation on *C. finmarchicus* and *C. helgolandicus* / J.-M. Fromentin, B. Planque // *Marine Ecology Progress Series*. — 1996. — Vol. 134. — P. 111–118. — <https://doi.org/10.3354/meps134111>
293. Fullgrabe, L. Zooplankton dynamics in a changing environment: A 13-year survey in the northwestern Mediterranean Sea / L. Fullgrabe, Ph. Grosjean, G. Sylvie [et al.] // *Marine Environmental Research*. — 2020. — Vol. 159. — P. 1–15. — <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2020.104962>.

294. Gangopadhyay, A. On the nature of temporal variability of the Gulf Stream Path from 75° to 55° / A. Gangopadhyay, A. H. Chaudhuri, A. H. Taylor // *Earth Interactions*. — 2016. — Vol. 20, no. 9. — P. 1–17.

295. Georg, T. The signature of NAO and EA climate patterns on the vertical structure of the Canary Current upwelling system / T. Georg, M. C. Neves, P. Relvas // *Ocean Science*. — 2023. — Vol. 19, no. 2. — P. 351–361. — <https://doi.org/10.5194/os-19-351-2023>

296. Gippius, F. N. Water structure and dynamics in the transform fracture zones of the Tropical Atlantic according to instrumental measurements / F. N. Gippius, A. N. Demidov, K. V. Artamonova [et al.] // *Complex Investigation of the World Ocean (CIWO-2023) : Proceedings of the VII International Conference of Young Scientists / Ed. T. Chaplia*. — Cham, Switzerland : Springer, 2023. — P. 35–41. — (Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences). — https://doi.org/10.1007/978-3-031-47851-2_5

297. Gippius, F. N. Features of wind waves in the coastal waters of the Black Sea based on the results of numerical modeling / F. N. Gippius, S. A. Myslenkov // *Comprehensive studies of the World Ocean*. — 2020. — P. 46–47.

298. Gökçe, A. A mathematical study for chaotic dynamics of dissolved oxygen-phytoplankton interactions under environmental driving factors and time lag // *Chaos, Solitons & Fractals*. — 2021. — Vol. 151. — Art. no. 111268 (13 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.chaos.2021.111268>

299. Gordina, A. D. Long-term changes in Sevastopol Bay (the Black Sea) with particular reference to the ichthyoplankton and zooplankton / A. D. Gordina, E. V. Pavlova, E. I. Ovsyany [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2001. — Vol. 52, iss. 1. — P. 1–13.

300. Gordina, A. D. Ichthyoplankton Responses to Anthropic Influences in the Zones of the Black Sea Harbors / A. D. Gordina, A. V. Tkach, S. D. Sevrikova // *Hydrobiological Journal*. — 2001. — Vol. 37, iss. 3. — 9 p. — <https://doi.org/10.1615/HydrobJ.v37.i3.40>

301. Grégoire, M. Numerical modeling of the central Black Sea ecosystem functioning during the eutrophication phase / M. Grégoire, C. Raick, K. Soetaert // Progress in Oceanography. — 2008. — Vol. 76, no. 3. — P. 286–333.
302. Grist, J. P. The roles of surface heat flux and ocean heat transport convergence in determining Atlantic Ocean temperature variability / J. P. Grist, S. Josey, R. Marsh [et al.] // Ocean Dynamics. — 2010. — Vol. 60(4) — P. 771–790. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0292-4>
303. Grodsky, S. A. Variability of upwelling and chlorophyll in the equatorial Atlantic / S. A. Grodsky, J. A. Carton, C. R. McClain // Geophysical Research Letters. — 2008. — Vol. 35. — L03610. — <https://doi.org/10.1029/2007gl032466>
304. Gulev, S. K. IPCC AR6 WGI Chapter 02. Changing State of the Climate System. / S. K. Gulev, P. W. Thorne, J. Ahn [et al.] // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge, United Kingdom ; New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2021. — P. 287–422. — <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>
305. Hakkinen, S. Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s / S. Hakkinen, P. B. Rhines // Science. — 2004. — Vol. 304. — P. 555–559. — <https://doi.org/10.1126/science.1094917>
306. Hall, M. M. Profiling the Gulf Stream with a current meter mooring / M. M. Hall, H. L. Bryden // Geophysical Research Letters. — 2008. — Vol. 12, iss. 4. — P. 203–206. — <https://doi.org/10.1029/gl012i004p00203>
307. Hall, R. J. Winter Arctic Amplification at the synoptic timescale, 1979–2018, its regional variation and response to tropical and extratropical variability / R. J. Hall, E. Hanna, L. Chen // Climate Dynamics. — 2020. — Vol. 56. — P. 457–473. — <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05485-y>
308. Hallegraeff, G. M. Ocean climate change, phytoplankton community responses, and harmful algal blooms: a formidable predictive challenge // Journal of Phycology. — 2010. — Vol. 46, no. 2. — P. 220–235. — <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2010.00815.x>

309. Hammed, S. The dominant influence of the Icelandic Low on the position of the Gulf Stream northwall / S. Hammed, S. Piontkovski // *Geophysical Research Letters*. — 2004. — Vol. 31, no. 9. — L09303.

310. Hanna, E. Recent seasonal asymmetric changes in the NAO (a marked summer decline and increased winter variability) and associated changes in the AO and Greenland Blocking Index / E. Hanna, T. E. Cropper, P. D. Jones [et al.] // *International Journal of Climatology*. — 2015. — Vol. 35, no. 9. — <https://doi.org/10.1002/joc.4157>

311. Heiderich, J. Along-stream evolution of Gulf Stream volume transport / J. Heiderich, R. E. Todd // *Journal of Physical Oceanography*. — 2020. — Vol. 50, no. 8. — P. 2251–2270.

312. Hernández-Hernández, N. Drivers of Plankton Distribution Across Mesoscale Eddies at Submesoscale Range / N. Hernández-Hernández, J. Aristegui, M. F. Montero [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. — 2020. — Vol. 7. — Art. no. 667 (13 p.). — <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00667>

313. Hersbach, H. The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach, B. Bell, P. Berrisford [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2020. — Vol. 146. — P. 1999–2049. — <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

314. Heukamp, F. O. Tropical instability waves and wind-forced cross-equatorial flow in the central Atlantic Ocean / F. O. Heukamp, P. Brandt, M. Dengler [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2022. — Vol. 49, no. 19. — Art. no. e2022GL099325. — <https://doi.org/10.1029/2022GL099325>

315. Hoskins, B. J. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks / B. J. Hoskins, K. I. Hodges // *Journal of Climate*. — 2005. — Vol. 18, no. 20. — P. 4108–4129.

316. Hu, S. Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades / S. Hu, J. Sprintall, C. Guan [et al.] // *Science Advances*. — 2020. — Vol. 6, no. 6. — P. 1–8. — <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax7727>

317. Huntley, M. E. Temperature-dependent production of marine copepods: a global synthesis / M. E. Huntley, M. D. G. Lopez // *The American Naturalist*. — 1992. — Vol. 140, no. 2. — P. 201–242.

318. Hurrell, J. W. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation / J. W. Hurrell, C. Deser // *Journal of Marine Systems*. — 2010. — Vol. 79, no. 3–4. — P. 231–244. — <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>.
319. Hurrell, J. W. An overview of the North Atlantic oscillation / J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen [et al.] // *Geophysical Monograph Series*. — 2003. — Vol. 134. — P. 1–36.
320. Iles, C. Role of the North Atlantic Oscillation in decadal temperature trends / C. Iles, G. Hegerl // *Environmental Research Letters*. — 2017. — Vol. 12, no. 11. — Art. no. 114010 (11 p.). — <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9152>
321. Innal, D. Occurrence of *Gambusia holbrooki* Girard, 1859 (Poeciliidae) in Four Mediterranean River Estuaries of Turkey, Nursery Habitats of Several Native and Threatened Species / D. Innal, D. Giannetto // *Acta Zoologica Bulgarica*. — 2020. — Vol. 72, no. 4. — P. 553–560.
322. Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2014 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Part B: Regional Aspects: Working Group II Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report. — Cambridge : Cambridge University Press, 2014. — <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415386>
323. Ivanov, V. A. Applied Mathematical Water-Quality Modeling of Shelf Marine Ecosystems / V. A. Ivanov, Yu.S. Tuchkovenko. — Sevastopol : MHI, 2008. — 311 p.
324. Joyce, T. M. The relation between decadal variability of subtropical mode water and the North Atlantic Oscillation / T. M. Joyce, C. Deser, M. A. Spall // *Journal of Climate*. — 2000. — Vol. 13, iss. 14. — P. 2550–2569. — [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2550:TRBDVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2550:TRBDVO>2.0.CO;2)
325. Jouanno, J. Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea / J. Jouanno, F. Marin, Y. du Penhoat, J. M. Molines, J. Sheinbaum // *Journal of Physical Oceanography*. — 2011. — Vol. 41. — P. 1408–1416. — <https://doi.org/10.1175/Jpo-D-11-031.1>
326. Jouanno, J. Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean / J. Jouanno, F. Marin, Y. du Penhoat [et al.] // *Journal of Geophysical Research*:

Oceans. — 2011. — Vol. 116. — Art. no. C09003 (19 p.). — <https://doi.org/10.1029/2010jc006912>

327. Johns, W. E. Continuous, Array-Based Estimates of Atlantic Ocean Heat Transport at 26.5°N / W. E. Johns, M. O. Baringer, L. M. Beal [et al.] // Journal of Climate. — 2011. — Vol. 24. — P. 2429–2449.

328. Johns, W. E. Variability of Shallow and Deep Western Boundary Currents off the Bahamas during 2004–05: Results from the 26°N RAPID–MOC Array / W. E. Johns, L. M. Beal [et al.] // Journal of Physical Oceanography. — 2008. — Vol. 38, no. 4. — P. 605–622.

329. Johns, W. E. Gulf Stream structure, transport, and recirculation near 68°W / W. E. Johns, T. J. Shay, J. M. Bane [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1995. — Vol. 100, no. C1. — P. 817–838.

330. Kajiyama, T. Algorithms merging for the determination of Chlorophyll-a concentration in the Black Sea / T. Kajiyama, D. D’Alimonte, G. Zibordi // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2018. — Vol. 16, iss. 5. — P. 677–681. — <https://doi.org/10.1109/LGRS.2018.2883539>

331. Kämpf, J. Wind-driven overturning, mixing and upwelling in shallow water: A nonhydrostatic modeling study // Journal of Marine Science and Engineering. — 2017. — Vol. 5. — Art. no. 47 (15 p.). — <https://doi.org/10.3390/jmse5040047>

332. Kampf, J. The functioning of coastal upwelling systems // Upwelling Systems of the World / J. Kampf, P. Chapman. — Cham : Springer, 2016. — P. 31–65. — https://doi.org/10.1007/978-3-319-42524-5_2

333. Kang, D. Gulf Stream eddy characteristics in a high-resolution ocean model / D. Kang, E. N. Curchitser // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2013. — Vol. 118, no. 9. — P. 4474–4487.

334. Käse, L. Phytoplankton responses to marine climate change – an introduction / L. Käse, J. K. Geuer // YOUMARES 8 – Oceans Across Boundaries: Learning from Each Other. — Cham : Springer, 2018. — P. 55–71. — https://doi.org/10.1007/978-3-319-93284-2_5

335. Kerr, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries // *Science*. — 2000. — Vol. 288, no. 5473. — P. 1984–1986.
336. Kléparski, L. Phytoplankton life strategies, phenological shifts and climate change in the North Atlantic Ocean from 1850 to 2100 / L. Kléparski, G. Beaugrand, M. Edwards [et al.] // *Global Change Biology*. — 2023. — Vol. 29, no. 13. — P. 3833–3849.
337. Klimova, T. N. Ichthyoplankton in the plankton community of the Crimean peninsula shelf zone (the Black Sea) in July 2010 / T. N. Klimova, I. V. Vdodovich, Y. A. Zagorodnyaya [et al.] // *Journal of Ichthyology*. — 2014. — Vol. 54, no. 6. — P. 409–421.
338. Knight, J. R. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation / J. R. Knight, C. K. Folland, A. A. Scaife // *Geophysical Research Letters*. — 2006. — Vol. 33, no. 17. — Art. no. L17706 (4 p.).
339. Kopte, R. The Angola Current: Flow and hydrographic characteristics as observed at 11°S / R. Kopte, P. Brandt, M. Dengler [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2017. — Vol. 122, no. 2. — P. 1177–1189.
340. Körner, C. Four ways to define the growing season / C. Körner, P. Möhl, E. Hiltbrunner // *Ecology Letters*. — 2023. — Vol. 26, no. 8. — P. 1277–1292.
341. Korotaev, G. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data / G. Korotaev, T. Oguz, A. Nikiforov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2003. — Vol. 108, no. C4. — Art. no. 3122 (16 p.). — <https://doi.org/10.1029/2002JC001508>
342. Koshlyakov, M. N. Mesoscale eddies in the open ocean: review of experimental investigations / M. N. Koshlyakov, V. N. Belokopytov // *Physical Oceanography*. — 2020. — Vol. 27, iss. 6. — P. 559–572. — <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2020-6-559-572>
343. Kovalev, A. V. Interannual changes in the biomass of the Black Sea gelatinous zooplankton / A. V. Kovalev, S. A. Piontkovski // *Journal of Plankton Research*. — 1998. — Vol. 20. — P. 1377–1385. — <https://doi.org/10.1093/plankt/20.7.1377>
344. Krasheninnikova, S. B. Long-Term Dynamics of Phytoplankton Parameters and Water Temperature in the Area of Sevastopol (Black Sea) / S. B. Krasheninnikova, V.

D. Chmyr, R. I. Lee [et al.] // Oceanology. — 2024. — Vol. 64, no. 3. — P. 391–401. — <https://doi.org/10.1134/S0001437024700061>

345. Krasheninnikova, S. B. Variability of the Characteristics of the Antarctic Bottom Water in the Subtropical North Atlantic / S. B. Krasheninnikova, A. N. Demidov, A. A. Ivanov // Oceanology. — 2021. — Vol. 61, iss. 2. — P. 151–158. — <https://doi.org/10.1134/S0001437021020090>

346. Krasheninnikova, S. B. Effect of wind–wave conditions on the distribution of the phytoplankton community in the coastal area of the southern Crimea in spring (Black Sea) / S. B. Krasheninnikova, R. I. Lee, S. A. Babich // Continental Shelf Research. — 2024. — Vol. 276. — Art. no. 105229 (8 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105229>

347. Krasheninnikova, S. How hydrometeorological factors influence on phytoplankton biomass and chlorophyll-a concentration in the southern part of Kalamitsky Bay in spring: an analysis of relationship / S. Krasheninnikova, R. Lee, I. Shokurova [et al.] // Proceedings of SPIE: 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. — 2022. — Vol. 12341. — Art. no. 123414P (6 p.). — <https://doi.org/10.1117/12.2644993>

348. Krasheninnikova, S. B. Comprehensive Analysis of the Distribution of Ecosystem Components in the Black Sea Taking into Account Hydrochemical and Hydrometeorological Factors / S. B. Krasheninnikova, N. I. Minkina, I. G. Shokurova, [et al.] // Water Resources. — 2022. — Vol. 49, iss. 1. — P. 134–141. — <https://doi.org/10.1134/S0097807822010092>

349. Krasheninnikova, S. B. Comprehensive Analysis of the Distribution of Ecosystem Components in the Black Sea Taking into Account Hydrochemical and Hydrometeorological Factors / S. B. Krasheninnikova, N. I. Minkina, I. G. Shokurova [et al.] // Water Resources. — 2022. — Vol. 49, iss. 1. — P. 134–141. — <https://doi.org/10.1134/S0097807822010092>

350. Krasheninnikova S. B. Winter Currents Velocity and Sea Surface Temperature Anomalies Accompanying the Gulf Stream North Wall Displacements / S. B. Krasheninnikova, I. G. Shokurova, M. V. Shokurov // Oceanology. — 2020. — Vol. 60, iss. 1. — P. 20–28. — <https://doi.org/10.1134/S0001437020010154>

351. Krasheninnikova, S. Features of phytoplankton changes in the Sevastopol and Karadag coastal areas (the Black Sea) in spring / S. Krasheninnikova, I. Shokurova, V. Yakovenko [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2024. — Vol. 303. — Art. no. 108777 (8 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2024.108777>

352. Krasheninnikova, S. Water bioproductivity estimate of the equatorial Atlantic under the influence hydrological, hydrochemical and hydrooptical factors in winter 2022 / S. Krasheninnikova, A. Sysoev, I. Sysoeva [et al.] // *Regional Studies in Marine Science*. — 2023. — Vol. 61. — Art. no. 102860 (10 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.102860>

353. Krivosheya, V. G. Effects of the Wind and Thermal Conditions Variability on the Structure and Dynamics of the Seawater in the Northeastern Black Sea / V. G. Krivosheya, L. V. Moskalenko, V. A. Melnikov [et al.] // *Oceanology*. — 2012. — Vol. 52. — P. 453–466.

354. Kubryakov, A. A. Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data / A. A. Kubryakov, A. V. Bagaev, S. V. Stanichny [et al.] // *Progress in Oceanography*. — 2018. — Vol. 167. — P. 44–63.

355. Kubryakov, A. A. Extremely strong coccolithophore blooms in the Black Sea: The decisive role of winter vertical entrainment of deep water / A. A. Kubryakov, A. S. Mikaelyan, S. V. Stanichny // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2021. — Vol. 125. — Art. no. 103554 (16 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103554>

356. Kubryakov, A. A. Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation / A. A. Kubryakov, S. V. Stanichny // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2015. — Vol. 97. — P. 80–91.

357. Kubryakov, A. A. Long-Term Variations of the Black Sea Dynamics and Their Impact on the Marine Ecosystem / A. A. Kubryakov, S. V. Stanichny, A. G. Zatsepin [et al.] // *Journal of Marine Systems*. — 2016. — Vol. 163. — P. 80–94.

358. Kubryakov, A. A. Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events / A. A. Kubryakov, A. G. Zatsepin, S. V. Stanichny // *Journal of Marine Systems*. — 2019. — Vol. 194. — P. 11–24.
359. Kubryakova, E. A. Winter coccolithophore blooms in the Black Sea: Interannual variability and driving factors / E. A. Kubryakova, A. A. Kubryakov, A. S. Mikaelyan // *Journal of Marine Systems*. — 2021. — Vol. 213. — P. 103461.
360. Kuwano-Yoshida, A. Precipitation response to the Gulf Stream in an atmospheric GCM / A. Kuwano-Yoshida, S. Minobe, S. P. Xie // *Journal of Climate*. — 2010. — Vol. 23, no. 13. — P. 3676–3698.
361. Leaman, K. D. The average distribution of volume transport and potential vorticity with temperature at three sections across the Gulf Stream / K. D. Leaman, E. Johns, T. Rossby // *Journal of Physical Oceanography*. — 1989. — Vol. 19, no. 1. — P. 36–51.
362. Lee, T. Propagation and growth of Gulf Stream meanders between 75° and 45°W / T. Lee, P. Cornillon // *Journal of Physical Oceanography*. — 1996. — Vol. 26. — P. 225–241.
363. Li, L. Century-long cooling trend in subpolar North Atlantic forced by atmosphere: an alternative explanation / L. Li, M. S. Lozier, F. Li // *Climate Dynamics*. — 2022. — Vol. 58, no. 9. — P. 2249–2267.
364. Lindau R. A new Beaufort equivalent scale / R. Lindau [et al.] // *Proc. Int. COADS Winds Workshop*. — 1995. — P. 232–252.
365. Lindemann, C. A seasonal diary of phytoplankton in the North Atlantic / C. Lindemann, M. A. St. John // *Frontiers in Marine Science*. — 2014. — Vol. 1. — Art. no. 37 (6 p.). — <https://doi.org/10.3389/fmars.2014.00037>
366. Liu, M. Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions / M. Liu, T. Tanhua // *Ocean Science*. — 2021. — Vol. 17. — P. 463–486. — <https://doi.org/10.5194/os-17-463-2021>.
367. Longhurst, A. Seasonal cooling and blooming in tropical oceans // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 1993. — Vol. 40. — P. 2145–2165. — [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90095-K](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90095-K)

368. Loukos, H. Simulation of the nitrate seasonal cycle in the equatorial Atlantic Ocean during 1983 and 1984 / H. Loukos, L. Mémery // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1999. — Vol. 104, no. C7. — P. 15549–15573.
369. Lutjeharms, J. R. E. Kinematics of the upwelling front off southern Africa / J. R. E. Lutjeharms, P. L. Stockton // *South African Journal of Marine Science*. — 1987. — Vol. 5, no. 1. — P. 35–49.
370. Luyten, J. The ventilated thermocline / J. Luyten, J. Pedlosky, H. Stommel // *Journal of Physical Oceanography*. — 1983. — Vol. 13. — P. 292–309.
371. Mackas, D. L. Changing zooplankton seasonality in a changing ocean: Comparing time series of zooplankton phenology / D. L. Mackas, W. Greve, M. Edwards [et al.] // *Progress in Oceanography*. — 2012. — Vol. 97–100. — P. 31–62. — <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.11.005>
372. Mantua, N. J. The Pacific Decadal Oscillation / N. J. Mantua, S. R. Hare, Y. Zhang[et al.] // *Journal of Oceanography*. — 2002. — Vol. 58. — P. 35–44.
373. Marañón, E. Cell size as a key determinant of phytoplankton metabolism and community structure // *Annual Review of Marine Science*. — 2015. — Vol. 7, no. 1. — P. 241–264.
374. Margalef, R. Information theory in ecology // *General Systems*. — 1958. — Vol. 3. — P. 36–71.
375. Masson, S. Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlantic / S. Masson, P. Delecluse // *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*. — 2001. — Vol. 26, no. 2. — P. 137–142.
376. McCarthy, G. D. Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations / G. D. McCarthy, I. D. Haigh, J. J. M. Hirschi [et al.] // *Nature*. — 2015. — Vol. 521, no. 7553. — P. 508–510.
377. Meinen, C. S. Structure of the North Atlantic Current in stream-coordinate and circulation in the Newfoundland basin // *Deep-Sea Research*. — 2001. — Vol. 48. — P. 1553–1580.

378. Meinen, C. S. Structure and variability of the Antilles Current at 26.5°N / C. S. Meinen, W. E. Johns, B. I. Moat [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2019. — Vol. 124, no. 6. — P. 3700–3723.
379. Merle, J. Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean // *Journal of Physical Oceanography*. — 1980. — Vol. 10, no. 3. — P. 464–469.
380. Mihailov, M.-E. Black Sea water dynamics on the Romanian littoral – case study: The upwelling phenomena / M.-E. Mihailov, M.-I. Tomescu-Chivu, V. Dima // *Romanian Reports in Physics*. — 2012. — Vol. 64, no. 1. — P. 232–245.
381. Mikaelyan, A. S. Winter bloom of diatom *Nitzschia delicatissima* in the open waters of the Black Sea // *Marine Ecology Progress Series*. — 1995. — Vol. 129. — P. 241–251.
382. Mikaelyan, A. S. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea / A. S. Mikaelyan, A. A. Kubryakov, V. Silkin [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2018. — Vol. 142. — P. 44–57.
383. Mikaelyan, A. S. 75-Year dynamics of the Black Sea phytoplankton in association with eutrophication and climate change / A. S. Mikaelyan, A. V. Sergeeva, L. A. Pautova, [et al.] // *Science of the Total Environment*. — 2024. — Vol. 954. — Art. no. 176448.
384. Miller, P. I. Thermal front variability along the North Atlantic Current observed using microwave and infrared satellite data / P. I. Miller, J. F. Read, A. C. Dale // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. — 2013. — Vol. 98, Pt. B. — P. 244–256. — <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.08.014>
385. Moller, G. S. F. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color / G. S. F. Moller, E. M. L. D. M. Novo, M. Kampel // *Continental Shelf Research*. — 2010. — Vol. 30. — P. 342–352. — <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.11.015>
386. Moncheva, S. Manual for phytoplankton sampling and analysis in the Black Sea / S. Moncheva, B. Parr, D. Sarayi [et al.] // *Phytoplankton Manual. UP-GRADE Black Sea Scene Project, FP7*. — 2010. — 226592.

387. Morozov, E. G. Amazon River Plume in the Western Tropical North Atlantic / E. G. Morozov, D. I. Frey, P. A. Salyuk [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. — 2024. — Vol. 12, iss. 6. — Art. no. 851.
388. Moss, R. H. The next generation of scenarios for climate change research and assessment / R. H. Moss, J. Edmons, K. Hibbard [et al.] // Nature. — 2010. — Vol. 463, no. 7282. — 747–756 p.
389. Moum, J. N. Mixing in equatorial oceans / J. N. Moum, A. Natarov, K. J. Richards [et al.] // Ocean Mixing. Drivers, Mechanisms and Impacts / Eds: M. Meredith, A. N. Garabato. — Amsterdam, Netherlands : Elsevier, 2022. — P. 257–273. — <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821512-8.00017-7>
390. Muglia, M. Gulf stream marine hydrokinetic energy off cape hatteras, north carolina / M. Muglia, H. Seim, P. Taylor // Marine Technology Society Journal. — 2020. — Vol. 54, no. 6. — P. 24–36.
391. Mukhanov, V. Vertical distribution of picophytoplankton in the NW shelf and deep-water area of the Black Sea in spring / V. Mukhanov, E. Sakhon, N. Rodionova [et al.] // Journal of Marine Systems. — 2022. — Vol. 234. — Art. no. no. 103779 (11 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103779>
392. Müller, P. Tafeln der mathematischen Statistik. 3rd ed. / P. Müller, P. Neuman, R. Storm. Leipzig : VEB Fachbuchverlag, 1979. — 276 s.
393. Muresan, M. Contribution of spring and early autumn zooplankton populations to the Romanian Black Sea waters productivity, in 2019 / M. Muresan, T. Begun, A. Teaca // Scientific Papers. Series D. Animal Science. — 2020. — Vol. 63, no. 2. — P. 507–515.
394. Myslenkov, S. Comparing wave heights simulated in the Black Sea by the SWAN model with satellite data and direct wave measurements / S. Myslenkov, A. Chernyshova // Russian Journal of Earth Sciences. — 2016. — Vol. 16, no. 5. — P. 1–12.
395. Nunn, A. D. Fish, climate and the Gulf Stream: the influence of abiotic factors on the recruitment success of cyprinid fishes in lowland rivers / A. D. Nunn, J. P. Harvey, J. R. Britton [et al.] // Freshwater Biology. — 2007. — Vol. 52, no. 8. — P. 1576–1586.

396. Nye, J. A. Ecosystem effects of the Atlantic multidecadal oscillation / J. A. Nye, M. R. Baker, R. Bell [et al.] // *Journal of Marine Systems*. — 2014. — Vol. 133. — P. 103–116.
397. Nye, J. A. Silver hake tracks changes in Northwest Atlantic circulation / J. A. Nye, T. M. Joyce, Y. O. Kwon [et al.] // *Nature Communications*. — 2011. — Vol. 2. — Art. no. 412.
398. Oğuz, T. Controls of Multiple Stressors on the Black Sea Fishery // *Frontiers in Marine Science*. — 2017. — Vol. 4. — Art. no. 110 (12 p.). — <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00110>
399. Oğuz, T. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales / T. Oğuz, J. W. Dippner, Z. Kaymaz // *Journal of Marine Systems*. — 2006. — Vol. 60, № 3–4. — P. 235–254.
400. Oğuz, T. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing / T. Oğuz, P. Malanotte-Rizzoli, D. Aubrey // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1995. — Vol. 100, № C4. — P. 6845–6863.
401. Oğuz, T. Abrupt transition of the northwestern Black Sea shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state / T. Oğuz, V. Velikova // *Marine Ecology Progress Series*. — 2010. — Vol. 405. — P. 231–242. — <https://doi.org/10.3354/meps08538>
402. Öñol, B. Evaluation of the twenty-first century RCM simulations driven by multiple GCMs over the Eastern Mediterranean–Black Sea region / B. Öñol, D. Bozkurt, U.U. Turuncoglu [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2014. — Vol. 42, № 7–8. — P. 1949–1965.
403. Orekhova, N. A. Current Hydrochemical Regime of the Sevastopol Bay / N. A. Orekhova, A. V. Varenik // *Physical Oceanography*. — 2018. — Vol. 25, no. 2. — P. 124–135. — <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2018-2-124-135>
404. Paerl, H. W. Blooms like it hot / H. W. Paerl, J. Huisman // *Science*. — 2008. — Vol. 320. — P. 57–58.
405. Peck, M. A. Climate Change Impacts, Vulnerabilities and Adaptations: North Atlantic and Altantic Arctic Marine Fisheries // *Impacts of Climate Change on Fisheries*

and Aquaculture: Synthesis of Current Knowledge, Adaptation and Mitigation Options / Eds: M. Barange, T. Bahri, M. C. M. Beveridge [et al.]. — Rome : FAO, 2018. — P. 87–111.

406. Pedlosky, J. Geophysical Fluid Dynamics. — New York : Springer, 1979. — 624 p. — <https://doi.org/10.1109/5.771073>

407. Peña-Molino, B. Variability in the slope water and its relation to the Gulf Stream path / B. Peña-Molino, T. M. Joyce // Geophysical Research Letters. — 2008. — Vol. 35, no. 3. — L03606. — <https://doi.org/10.1029/2007GL032183>.

408. Pérez, F. F. Plankton response to weakening of the Iberian coastal upwelling / F. F. Pérez, X. A. Padín, Y. Pazos [et al.] // Global Change Biology. — 2010. — Vol. 16, iss. 4. — P. 1258–1267. — <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02125.x>

409. Peterson, I. Variability and wind forcing of ocean temperature and thermal fronts in the Slope Water region of the Northwest Atlantic / I. Peterson, B. Greenan, D. Gilbert [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2017. — Vol. 122, no. 9. — P. 7325–7343.

410. Pinto, J. G. Past and recent changes in the North Atlantic oscillation / J. G. Pinto, C. C. Raible // Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. — 2012. — Vol. 3, no. 1. — P. 79–90. — <https://doi.org/10.1002/wcc.150>.

411. Piontkovski, S. A. Long-term declining trend of zooplankton biomass in the Tropical Atlantic / S. A. Piontkovski, C. Castellani // Hydrobiologia. — 2009. — Vol. 632, no. 1. — P. 365–370. — <https://doi.org/10.1007/s10750-009-9854-1>

412. Piontkovski, S. A. An Impact of Atmospheric Anomalies on Zooplankton Communities in the Northern Adriatic and Black Seas / S. A. Piontkovski, S. Fonda-Umani, K. Stefanova [et al.] // International Journal of Oceans and Oceanography. — 2011. — Vol. 5, no. 1. — P. 53–71.

413. Piontkovski, S. A. Zooplankton and the North Atlantic Oscillation: a basin scale analysis / S. A. Piontkovski, T. D. O'Brien, S. F. Umani [et al.] // Journal of Plankton Research. — 2006. — Vol. 28, no. 11. — P. 1039–1046. — <https://doi.org/10.1093/plankt/fbl037>

414. Polyakov, I. V. North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability / I. V. Polyakov, V. A. Alexeev, U. S. Bhatt [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2010. — Vol. 34, no. 2–3. — P. 439–457.
415. Pompei, L. Feeding Ecology of *Padogobius nigricans* (Canestrini, 1867) and *P. bonelli* (Bonaparte, 1846) in Aggia River (Umbria, Italy) and Their Diet Overlap / L. Pompei, D. Gianetto, M. Lorenzoni // *Hydrobiologia*. — 2014. — Vol. 740, no. 1. — P. 101–113.
416. Pouladi, M. Effects of physicochemical factors on seasonal variations of phytoplankton in the Mond River Estuary of Bushehr Province, Persian Gulf, Iran / M. Pouladi, A. Qadermarzi, F. Baharvand [et al.] // *Biodiversitas*. — 2017. — Vol. 18, no. 1. — P. 229–237. — <https://doi.org/10.13057/biodiv/d180130>
417. Radenac, M. H. Physical drivers of the nitrate seasonal variability in the Atlantic cold tongue / M. H. Radenac, J. Jouanno, C. C. Tchamabi [et al.] // *Biogeosciences*. — 2020. — Vol. 17. — P. 529–545. — <https://doi.org/95710.5194/bg-17-529-2020>
418. Ragueneau, O. Biogeochemical transformations of inorganic nutrients in the mixing zone between the Danube River and the north-western Black Sea / O. Ragueneau, C. Lancelot, V. Egorov [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2002. — Vol. 54, no. 3. — P. 321–336.
419. Redfield, A. C. The influence of organisms on the composition of seawater / A. C. Redfield, B. H. Ketchum, F. A. Richards // *The Sea* / Ed. M. N. Hill. — New York : Interscience, 1963. — Vol. 2. — P. 26–77.
420. Redzuan, N. S. The importance of weather and tides on the resuspension and deposition of microphytobenthos (MPB) on intertidal mudflats / N. S. Redzuan, G. J. C. Underwood // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2021. — Vol. 251. — Art. no. 107190. — <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107190>
421. Richardson, A. J. In hot water: zooplankton and climate change // *ICES Journal of Marine Science*. — 2008. — Vol. 65. — P. 279–295. — <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsn028>

422. Richardson, A. J. The jellyfish joyride: causes, consequences and management responses to a more gelatinous future / A. J. Richardson, A. Bakun, G. C. Hays [et al.] // *Trends in Ecology & Evolution*. — 2009. — Vol. 24, no. 6. — P. 312–322.
423. Richardson, P. L. North Brazil Current retroflection eddies / P. L. Richardson, G. Hufford, R. Limeburner [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. — 1994. — Vol. 99. — P. 5081–5093. — <https://doi.org/10.1029/93JC0348>
424. Ris, R. C. A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification / R. C. Ris, L. H. Holthuijsen, N. Booij // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1999. — Vol. 104, C4. — P. 7667–7681.
425. Rodwell, M. J. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate / M. J. Rodwell, D. P. Rowell, C. K. Folland // *Nature*. — 1999. — Vol. 398, no. 6725. — P. 320–323.
426. Rossby, T. Slow variations in mean path of the Gulf Stream east of Cape Hatteras / T. Rossby, R. L. Benway // *Geophysical Research Letters*. — 2000. — Vol. 27, no. 1. — P. 117–120.
427. Rossby, T. Interannual variations in upper ocean transport by the Gulf Stream and adjacent waters between New Jersey and Bermuda / T. Rossby, C. N. Flagg, K. Donohue // *Journal of Marine Research*. — 2005. — Vol. 63. — P. 203–226.
428. Rossby, T. On the long-term stability of Gulf Stream transport based on 20 years of direct measurements / T. Rossby, C. N. Flagg, K. Donohue [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2014. — Vol. 41, no. 1. — P. 114–120.
429. Russo, R. *Statistics for the Behavioral Sciences: an Introduction*. — London : Psychology Press, 2004. — 256 p.
430. Saha, S. The NCEP climate forecast system reanalysis / S. Saha, S. Moorthi, H. L. Pan [et al.] // *Bulletin of the American Meteorological Society*. — 2010. — Vol. 91, no. 8. — P. 1015–1058.
431. Saha, S. The NCEP climate forecast system version 2 / S. Saha, S. Moorthi, X. Wu [et al.] // *Journal of Climate*. — 2014. — Vol. 27, no. 6. — P. 2185–2208.

432. Sailley, S. F. Multiple models of European marine fish stocks: regional winners and losers in a future climate / S. F. Sailley, I. A. Catalan, J. Batsleer [et al.] // *Global Change Biology*. – 2025. – Vol. 31, no. 4. – Art. no. e70149.

433. Santos, A. M. Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity / A. M. Santos, A. S. Kazmin, A. Peliz [et al.] // *Journal of Marine Research*. — 2005. — Vol. 63, no. 2. — P. 359–379. — <https://doi.org/10.1357/0022240053693671>

434. Sato, K. Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter / K. Sato, J. Inoue, M. Watanabe // *Environmental Research Letters*. — 2014. — Vol. 9, no. 8. — Art. no. 084009. — <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/084009>

435. Schmitz, W. J. On the World Ocean circulation. — 1996. — Vol. 1. — P. 1–148. — <http://dx.doi.org/10.1575/1912/355>

436. Schmitz, Jr. W. J. On the North Atlantic circulation / Jr. W. J., Schmitz, M. S. McCartney // *Reviews of Geophysics*. — 1993. — Vol. 31. — P. 29–50.

437. Schmoker, C. Stratification effects on the plankton of the subtropical Canary Current / C. Schmoker, S. Hernández-León // *Progress in Oceanography*. — 2013. — Vol. 113. — P. 24–31. — <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.08.006>

438. Schnack-Schiel, S. B. Calanoid copepod communities along a latitudinal transect off West Africa / S. B. Schnack-Schiel, E. Isla, W. Hagen [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2010. – Vol. 57, no. 6. – P. 765–777.

439. Schott, F. M. The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic / F. M. Schott, L. P. Dengler, K. Brandt [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2003. — Vol. 30, iss. 7. — Art. no. 1349 (4 p.). — <https://doi.org/10.1029/2002GL016849>

440. Schott, F. A. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans / F. A. Schott, J. P. McCreary, G. C. Johnson // *Earth Climate: The Ocean–Atmosphere Interaction*. — Geophysical Monograph Series. — 2004. — Vol. 147. — P. 231–304.

441. Seregin, S. A. Dynamics of small metazooplankton in relation with environmental factors: A 12-year study in the coastal zone of the Southwestern Crimea (the Black Sea) / S. A. Seregin, E. V. Popova, S. B. Krasheninnikova // *Continental Shelf Research*. — 2024. — Vol. 828. — Art. no. 105336 (11 p.). — <https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105336>
442. Serranito, B. Proposition of indicators of anthropogenic pressure in the Bay of Toulon (Mediterranean Sea) based on zooplankton time-series / B. Serranito, A. Aubert, L. Stemmann [et al.] // *Continental Shelf Research*. — 2016. — Vol. 121. — P. 3–12. — <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.016>.
443. Shiganova, T. A. Effects of gelatinous plankton on Black Sea and Sea of Azov fish and their food resources / T. A. Shiganova, Y. V. Bulgakova // *ICES Journal of Marine Science*. — 2000. — Vol. 57, no. 3. — P. 641–648.
444. Shiganova, T. A. Interactions between invasive ctenophores in the Black Sea: assessment of control mechanisms based on long-term observations / T. A. Shiganova, L. Legendre, A. S. Kazmin [et al.] // *Marine Ecology Progress Series*. — 2014. — Vol. 507. — P. 111–123. — <https://doi.org/10.3354/meps10806>
445. Shiganova, T. State of zooplankton / T. Shiganova, E. Musaeva, E. Arashkevich, [et al.] // *State of the Environment of the Black Sea (2001–2006/7)* / Ed. T. Oguz. — Istanbul : The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC), 2008. — P. 201–242.
446. Siegel, D. A. The North Atlantic spring phytoplankton bloom and Sverdrup's critical depth hypothesis / D. A. Siegel, S. C. Doney, J. A. Yoder // *Science*. — 2002. — Vol. 296, no. 5568. — P. 730–733. — <https://doi.org/10.1126/science.1069174>
447. Silva, A. Seasonal variability of the Amazon River plume during REVIZEE program / A. Silva, M. Araujo, B. Bourlès // *Tropical Oceanography*. — 2010. — Vol. 38. — P. 76–87.
448. Shipe, R. F. Diatom biomass and productivity in oceanic and plume-influenced waters of the western tropical Atlantic ocean / R. F. Shipe, J. Curtaz, A. Subramaniam [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2006. — Vol. 53. — P. 1320–1334. — <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.05.013>

449. Shnar, V. N. Variability of oceanological conditions and distribution of mass pelagic fish species in the Eastern-Central Atlantic / V. N. Shnar, O. Yu. Krasnoborodko, N. A. Barkova // *Trudy AtlantNIRO*. — 2017. — New series. — Vol. 1, no. 1. — P. 84–94.
450. Silkin, V. Annual Dynamics of Phytoplankton in the Black Sea in Relation to Wind Exposure / V. Silkin, A. S. Mikaelyan, L. Pautova [et al.] // *Journal of Marine Science and Engineering*. — 2021. — Vol. 9, no. 12. — Art. no. 1435 (19 p.). — <https://doi.org/10.3390/jmse9121435>
451. Silkin, V. A. Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea / V. A. Silkin, L. A. Pautova, S. V. Pakhomova [et al.] // *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. — 2014. — Vol. 461. — P. 267–274.
452. Slonosky, V. Does the NAO index represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature / V. Slonosky, P. Yiou // *Climate Dynamics*. — 2002. — Vol. 19, no. 1. — P. 17–30. — <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0211-y>
453. Solomonova, E. S. Production and structural parameters of the phytoplankton and bacterioplankton communities at two stations in the open part of the Sevastopol Bay mouth: assessment of the effect of the mussel farm / E. S. Solomonova, A. I. Akimov // *Microbiology*. — 2021. — Vol. 90, no. 6. — P. 785–792.
454. Stanev, E. V. The impact of the baroclinic eddies and basin oscillations on the transitions between different quasi-stable states of the Black Sea circulation / E. V. Stanev, J. V. Staneva // *Journal of Marine Systems*. — 2000. — Vol. 24, no. 1–2. — P. 3–26.
455. Staneva, J. Black Sea Waves Reanalysis (CMEMS BS-Waves, EAS4 system) (Version 1) [Data set] / J. Staneva, M. Ricker, A. Behrens — Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS), 2022. — https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_MULTIYEAR_WAV_007_006_EAS4
456. Stelmakh, L.V. Microzooplankton: The trophic role and involvement in the phytoplankton loss and bloom formation in the Black Sea / L. V. Stelmakh, E. Y. Georgieva // *Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. — 2014. — Vol. 14. — P. 955–964.

457. Stelmakh, L. Phytoplankton Growth Rate and Microzooplankton Grazing under Conditions of Climatic Changes and Anthropogenic Pollution in the Coastal Waters of the Black Sea (Sevastopol Region) / L. Stelmakh, N. Kovrigina // *Water*. — 2021. — Vol. 13. — Art. no. 3230 (13 p.). — <https://doi.org/10.3390/w13223230>

458. Stelmakh, L. Phytoplankton seasonal dynamics under conditions of climate change and anthropogenic pollution in the western coastal waters of the Black Sea (Sevastopol Region) / L. Stelmakh, N. Kovrigina, T. Gorbunova // *Journal of Marine Science and Engineering*. — 2023. — Vol. 11, no. 3. — Art. no. 569 (14 p.). — <https://doi.org/10.3390/jmse11030569>

459. Stenseth, N. C. Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond / Stenseth N. C., Ottersen G., Hurrell J. W., [et al.] // *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*. — 2003. — Vol. 270, iss. 1529. — P. 2087–2096.

460. Steunou, N. AltiKa radiometer: Instrument description and in-flight performance / N. Steunou, N. Picot, P. Sengenès [et al.] // *Marine Geodesy*. — 2015. — Vol. 38, no. 1. — P. 43–61.

461. Stramma, L. Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic / L. Stramma, J. Fischer, P. Brandt [et al.] // *Elsevier Oceanography Series*. — Amsterdam : Elsevier, 2003. — Vol. 68. — P. 1–22.

462. Stramma, L. Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current / L. Stramma, T. Müller // *Journal of Geophysical Research*. — 1989. — Vol. 94. — P. 3181–3186.

463. Strydom, N. A. Dynamics of Early Stage Fishes Associated with Selected Warm Temperate Estuaries in South Africa : Ph.D. Thesis. — Rhodes University, 2002.

464. Sverdrup, H. U. The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology / H. U. Sverdrup, M. W. Johnson, R. H. Fleming. — New York : Prentice-Hall, 1942. — Vol. 1087. — <https://doi.org/10.2307/1438154>

465. Subramaniam, A. Amazon River enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical North Atlantic Ocean / A. Subramaniam, P. L. Yager, E. J.

Carpenter [et al.] // Proceedings of the National Academy of Sciences. — 2008. — Vol. 105. — P. 10460–10465. — <https://doi.org/10.1073/pnas.0710279105>

466. Sanchez-Franks, A. The Icelandic Low as a Predictor of Gulf Stream North Wall Position / A. Sanchez-Franks, S. Hameed, R.E. Wilson // Journal of Physical Oceanography. — 2016. — Vol. 46. — P. 817–826.

467. Sur, H. İ. Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea / H. İ. Sur, E. Özsoy, Ü. Ünlüata // Progress in Oceanography. — 1994. — Vol. 33, iss. 4. — P. 249–302. — [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90020-5)

468. Taylor, A. H. The North Atlantic oscillation and the latitude of the Gulf Stream / A. H. Taylor, J. A. Stephens // Tellus A. — 1998. — Vol. 50, no. 1. — P. 134–142.

469. Taylor, K. E. An overview of CMIP5 and the experiment design / K. E. Taylor, R.J. Stouffer, G. A. Meehl // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2012. — Vol. 93, no. 4. — P. 485–498.

470. Temnykh, A. New record of the planktonic copepod *Oithona davisae* Ferrari and Orsi in the Black Sea with notes on the identity of «*Oithona brevicornis*» / A. Temnykh, S. Nishida // Aquatic Invasions. — 2012. — Vol. 7, no. 3. — P. 424–431. — <https://doi.org/10.3391/ai.2012.7.3.013>

471. Thode, H. Testing for Normality. — New York : Marcel Dekker, 2002.

472. Thomas, M. K. A global pattern of thermal adaptation in marine phytoplankton / M. K. Thomas, C. T. Kremer, C. A. Klausmeier [et al.] // Science. — 2012. — Vol. 338. — P. 1085–1088. — <https://doi.org/10.1126/science.1224836>

473. Tittensor, D. P. Next-Generation Ensemble Projections Reveal Higher Climate Risks for Marine Ecosystems / D. P. Tittensor, C. Novaglio, C. S. Harrison [et al.] // Nature Climate Change. — 2021. — Vol. 11, no. 11. — P. 973–981. — <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01173-9>

474. Todd, R. E. Transient response of the Gulf Stream to multiple hurricanes in 2017 / R. E. Todd, T. G. Asher, J. Heiderich [et al.] // Geophysical Research Letters. — 2018. — Vol. 45. — P. 10,509–10,519. — <https://doi.org/10.1029/2018GL079180>

475. Tolmazin, D. Changing coastal oceanography of the Black Sea. I: Northwestern shelf // Progress in Oceanography. — 1985. — Vol. 15, no. 4. — P. 217–276.

476. Tomczak, M. Regional Oceanography: an Introduction / M. Tomczak, J. S. Godfrey. — New Delhi : Daya Books, 1994. — 391 p.

477. Troshchenko, O. A. Hydrological characteristics in the area of a marine farm on the seashore of Sevastopol, the Black Sea (2000–2019) / O. A. Troshchenko, S. V. Shchurov, I. Yu. Eremin: свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2020620422 Российская Федерация. — 2020. — № 2020620250; заявл. 26.02.2020; опубл. 06.03.2020, Бюл. № 3.

478. Tuchen, F. P. The Atlantic subtropical cells inferred from observations / F. P. Tuchen, J. F. Lübbecke, S. Schmidtke [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — Vol. 124, no. 11. — P. 7591–7605.

479. Tugrul, S. Changes in the hydrochemistry of the Black Sea inferred from water density profiles / S. Tugrul, O. Basturk, C. Saydam [et al.] // Nature. — 1992. — Vol. 359. — P. 137–139. — <https://doi.org/10.1038/359137a0>

480. Van Camp, L. Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations / L. Van Camp, L. Nykjaer, E. Mittelstaedt [et al.] // Progress in Oceanography. — 1991. — Vol. 26, no. 4. — P. 357–402.

481. Vajravelu, M. Seasonal influence of physico-chemical parameters on phytoplankton diversity, community structure and abundance at Parangipettai coastal waters, Bay of Bengal, South East Coast of India / M. Vajravelu, Y. Martin, S. Ayyappan, [et al.] // Oceanology — 2018. — Vol. 60. — P. 114–127. — <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.08.003>

482. Varenik, A. V. Variations in Concentrations and Ratio of Soluble Forms of Nutrients in Atmospheric Depositions and Effects for Marine Coastal Areas of Crimea, Black Sea / A. V. Varenik, S. K. Konovalov // Applied Sciences. — 2021. — Vol. 11, no. 23. — Art. no. 11509.

483. Velikova, V. Phytoplankton dynamics and Red Tides (1987–1997) in the Bulgarian Black Sea / V. Velikova, S. Moncheva, D. Petrova // *Water Science and Technology*. — 1999. — Vol. 39. — P. 27–36.
484. Vereshchaka, A. Long-term studies reveal major environmental factors driving zooplankton dynamics and periodicities in the Black Sea coastal zooplankton / A. Vereshchaka, L. Anokhina, A. Lunina [et al.] // *Peer J*. — 2019. — Vol. 7, no. 25. — Art. no. e7588. — <https://doi.org/10.7717/peerj.7588>.
485. Vershinin, A. O. Potentially Toxic Algae in the Coastal Phytoplankton of the Northeast Black Sea in 2001–2002 / A. O. Vershinin, A. A. Moruchkov, T. Leighfield [et al.] // *Oceanology*. — 2005. — Vol. 45, no. 2. — P. 224–232.
486. Vinogradov, M. E. Temporal (Seasonal and Interannual) Changes of Ecosystem of the Open Waters of the Black Sea / M. E. Vinogradov, E. A. Shushkina, A. Mikaelyan [et al.] // *Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies* / Eds: S. T. Beşiktepe, Ü. Ünlüata, A. S. Bologna. — Dordrecht : Springer, 1999. — P. 109–129. — https://doi.org/10.1007/978-94-011-4568-8_8
487. Walsh, J. E. Extreme weather and climate events in northern areas: A review / J. E. Walsh, T. J. Ballinger, E. S. Euskirchen [et al.] // *Earth-Science Reviews*. — 2020. — Vol. 209. — Art. no. 103324. — <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103324>
488. Wanner, H. North Atlantic Oscillation—concepts and studies / H. Wanner, S. Brönnimann, C. Carlo Casty [et al.] // *Surveys in Geophysics*. — 2001. — Vol. 22. — P. 321–381. — <https://doi.org/10.1023/A:1014217317898>
489. Watanabe, K. Estuarine circulation-driven entrainment of oceanic nutrients fuels coastal phytoplankton in an open coastal system in Japan / K. Watanabe, A. Kasai, K. Fukuzaki [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2017. — Vol. 184. — P. 126–137. — <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.10.031>
490. Wiafe, G. Long-term changes in the zooplankton biomass in the Gulf of Guinea (West Africa) / G. Wiafe, H. B. Yaqub, M. A. Mensah [et al.] // *ICES Journal of Marine Science*. — 2008. — Vol. 65, no. 3. — P. 437–443.

491. Wiafe, G. Satellite observations of upwelling in the Gulf of Guinea / G. Wiafe, E. S. Nyadjro // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2015. — Vol. 12, no. 5. — P. 1066–1070.
492. Winder, M. Phytoplankton response to a changing climate / M. Winder, U. Sommer // Hydrobiologia. — 2012. — Vol. 698. — P. 5–16. — <https://doi.org/10.1007/s10750-012-1149-2>
493. Wodzicki, K. R. Variations in precipitating convective feature populations with ITCZ width in the Pacific Ocean / K. R. Wodzicki, A. D. Rapp // Journal of Climate. — 2020. — Vol. 33, no. 10. — P. 4391–4401.
494. WoRMS. World Register of Marine Species. — [site]. — 2021. — URL: <http://www.marinespecies.org> (accessed: 16.06.2026).
495. Wu, L. Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents / L. Wu, W. Cai, L. Zhang [et al.] // Nature Climate Change. — 2012. — Vol. 2, no. 3. — P. 161–166.
496. Wüst, G., Defant A. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. — Berlin, 1936.
497. Xi, H. Global chlorophyll-a concentrations of phytoplankton functional types with detailed uncertainty assessment using multi-sensor ocean color and sea surface temperature satellite products / H. Xi, S. N. Losa, A. Mangin [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2021. — Vol. 126. — <https://doi.org/10.1029/2020JC017127>.
498. Yang, K. Global trends of fronts and chlorophyll in a warming ocean / K. Yang, A. Meyer, A. Fischer [et al.] // Communications Earth & Environment. — 2023. — Vol. 4. — Art. no. 489. — <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01160-2>
499. Yu, L. Sea surface salinity fronts and associated salinity minimum zones in the tropical ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2015. — Vol. 120, iss. 6. — P. 4205–4225.
500. Yunev, O. Nutrient and phytoplankton trends on the western Black Sea shelf in response to cultural eutrophication and climate changes / O. Yunev, J. Carstensen, S.

Moncheva [et al.] // Estuarine, Coastal and Shelf Science. — 2007. — Vol. 74, no. 1–2. — P. 63–76. — <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.03.030>

501. Yunev, O. A. Reconsideration of the phytoplankton seasonality in the open Black Sea / O. A. Yunev, J. Carstensen, L. V. Stelmakh [et al.] // Limnology and Oceanography Letters. — 2021. — Vol. 6, no. 1. — P. 51–59. — <https://doi.org/10.1002/lol2.10178>

502. Zapevalov, A. S. Skewness and kurtosis of the surface wave in the coastal zone of the Black Sea / A. S. Zapevalov, A. V. Garmashov // Physical Oceanography. — 2021. — Vol. 28, no. 4. — P. 414–425. — <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-4-414-425>

503. Zenk, W. Cape Verde Frontal Zone / W. Zenk, B. Klein, M. Schröder // Deep-Sea Research. — 1991. — Vol. 38. — P. 505–530.

504. Zibordi, G. In situ autonomous optical radiometry measurements for satellite ocean color validation in the Western Black Sea / G. Zibordi, F. Mélin, J.-F. Berthon [et al.] // Ocean Science. — 2015. — Vol. 11. — P. 275–286. — <https://doi.org/10.5194/osd-11-3003-2014>.

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

АГК – анализ главных компонент

АзТ – Азорское течение

АМЦ – Атлантическая меридиональная циркуляция

АХЗ — Атлантический холодный язык

АТ – Антильское течение

ВАСПВ – Восточно-Атлантическая субарктическая поверхностная вода

ВЗК – Внутритропическая зона конвергенции

ВКС – верхний квазиоднородный слой

ВМО – Всемирная метеорологическая организация

ГАТЭ – Глобального атлантического тропического эксперимента

ГТ – Гвианское течение

ГФ – Гольфстрим

ЗКНТЗ – Завихренность касательного напряжения трения ветра

ИТ – течение Ирмингера.

ИЭЗ – исключительных экономических зонах

КТ – Канарское течение

ЛВ – Лабрадорская водная масса

ЛТ – Лабрадорское течение

МЗ – Микрзоопланктон

МП – Межпассатное противотечение

НТ – Норвежское течение

ОЧТ – основное черноморское течение (Rim Current)

ПЗВ – прибрежно-захваченных волн

РФ – Российская Федерация

САК – Североатлантическое колебание

СБТ – Северное Бразильское течение

СБТМВ – Субтропическая модальная водная масса

СЛО – Северный ледовитый океан

СМФ – Сенегало-Мавританского термического фронта

СПТ – Северное пассатное течение

СТК – субтропические ячейки

СПМ – соленость поверхности моря

ССАК – Северный субтропический антициклонический круговорот

ССЦК – Северный субполярный циклонический круговорот

ТЛ – Течение Ломоносова

ТПО – температуры поверхности океана

ФИЦ ИнБЮМ – Федеральный исследовательский центр Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН

ФТ – Флоридское течение

ХПВ – холодные промежуточные воды

ХПС – холодный промежуточный слой

ЦВА – Центрально-Восточная Атлантика

ЮБК – Южного берега Крыма

ЮПВ – Южные поверхностные воды

AAIW – Антарктической промежуточной воды

ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler

B_{fito} – биомасса фитопланктона

$B_{зоо}$ – биомасса зоопланктона

C_{chl} – концентрация хлорофилла-*a*

CSW – *Coastal Trapped Waves* (Прибрежно-захваченные волны).

CTD – *Conductivity Temperature Depth*

CTW – прибрежно-захваченные волны

CVFZ – фронтальной зоны Кабо-Верде

EAUS – *Equatorial Atlantic Upwelling System* (Экваториальная атлантическая система апвеллинга).

ERA5 – the fifth-generation atmospheric reanalysis of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts

ERA40 – *ECMWF Re-Analysis 40* (глобальный атмосферный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды за период 1957–2002 гг.).
ERA-Interim – a meteorological reanalysis project carried out by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)
EUC – *Equatorial Undercurrent* (Экваториальное подповерхностное течение).
GGUS – *Guinea Gulf Upwelling System* (Система апвеллинга Гвинейского залива).
GOOS (Global Ocean Observation System – глобальная система наблюдений в океане)
ICSU – International Council of Scientific Unions
IOC – Intergovernmental Oceanographic Commission
IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change
ITCZ – Внутритропическая зона конвергенции
JCOMM – Joint Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology
JRA 55 – the Japanese 55-year Reanalysis
HOPE – *Hamburg Ocean Primitive Equation* (модель океана, разработанная в Гамбургском университете, часто используется в климатических моделях *MPI-M*).
MECCA – *Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment*
MIT – *MIT General Circulation Model* (модель общей циркуляции океана, разработанная в Массачусетском технологическом институте).
MODIS-Aqua – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer-Aqua
 $N_{фито}$ – численность фитопланктона
 $N_{зоо}$ – численность зоопланктона
 $N_{ихтио}$ – численность ихтиопланктона
NASA – Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства
NBC – Северо-Бразильское течение
NEC – Северное экваториальное течение
NECC – Северное экваториальное противотечение
NCEP/NCAR – The National Center for Environmental Protection / the National Center for Atmospheric Research (Национальные центры экологического прогнозирования, США).

NEMO – Nucleus for European Modelling of the Ocean
NEUC – Северное экваториальное подповерхностное течение
NOAA – Национальным управлением по океанам и атмосфере
ODV – Ocean Data View
PCA – Principal Component Analysis
POP – *Parallel Ocean Program* (параллельная модель океана, разработанная в Национальной лаборатории Лос-Аламоса).
RAPID – Rapid Climate Change Program
SCOR – Scientific Committee on Ocean Research
SACW – южноатлантические центральные воды
SMW – водами повышенной солености
STACS – Subtropical Atlantic Circulation Study
TAUS – *Tropical Angolan Upwelling System* (*Тропическая ангольская система апвеллинга*).
TIW – волны тропической неустойчивости
TSW – тропические поверхностные воды
WATTS – Western Atlantic Thermohaline Transport Study
WODB – World Ocean Data Base
WOCE – World Ocean Circulation Experiment

Приложение А Среднемесячные поля гидрологических параметров в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за январь 2022 г.

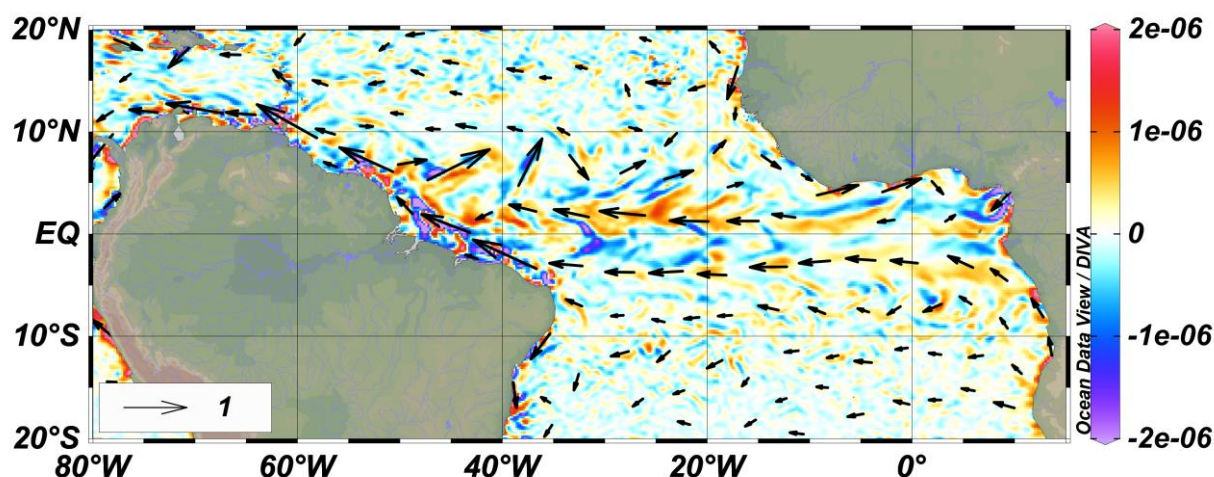


Рисунок 1 – Среднемесячное поле дивергенции ($\text{div}V, \text{с}^{-1}$) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 1.2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

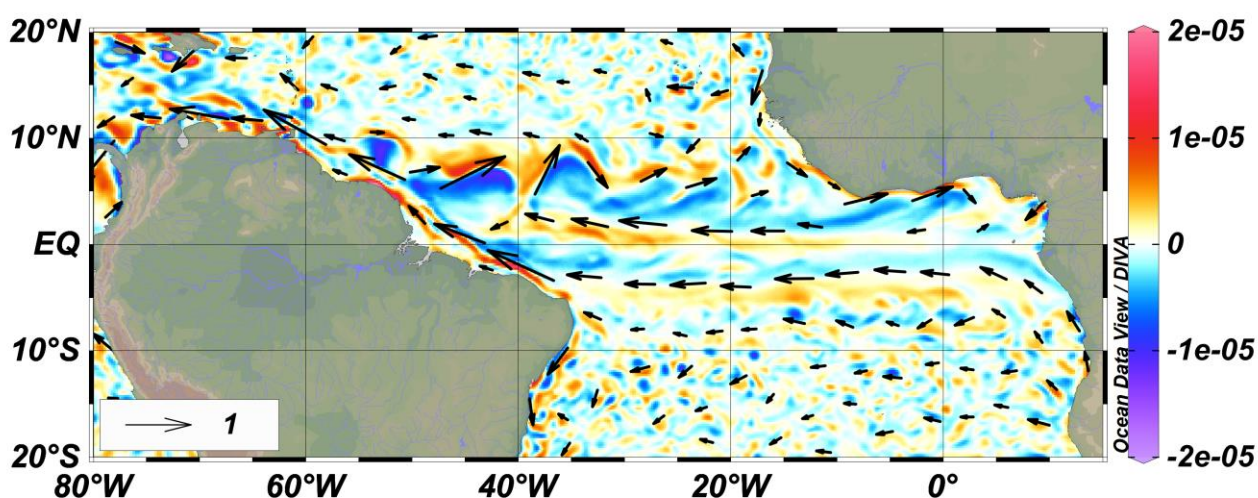


Рисунок 2– Среднемесячное поле завихренности течений ($\text{rot}V, \text{с}^{-1}$) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 1.2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

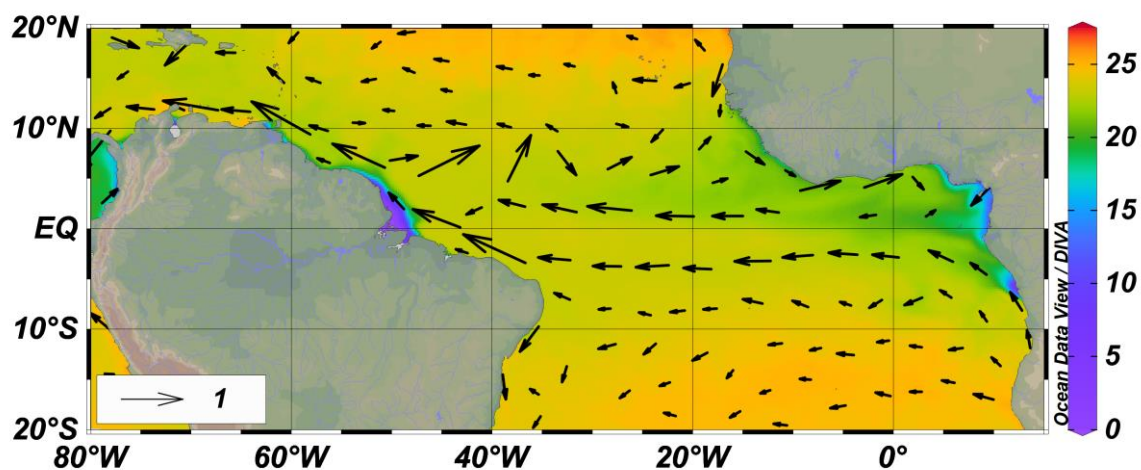


Рисунок 3 – Среднемесечное поле аномалий потенциальной плотности (σ_θ , кг/м³) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 1.2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

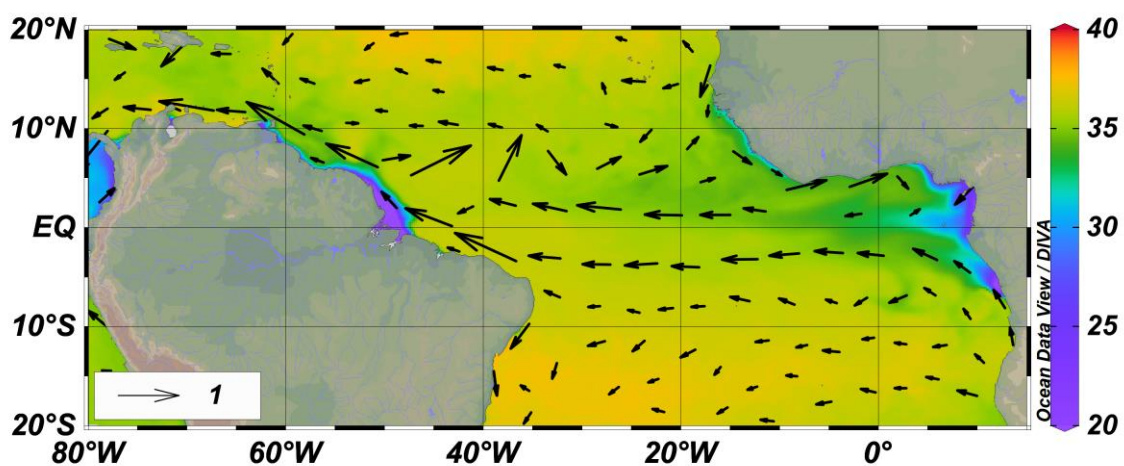


Рисунок 4 – Среднемесечное поле солёности (S , епс) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 1.2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

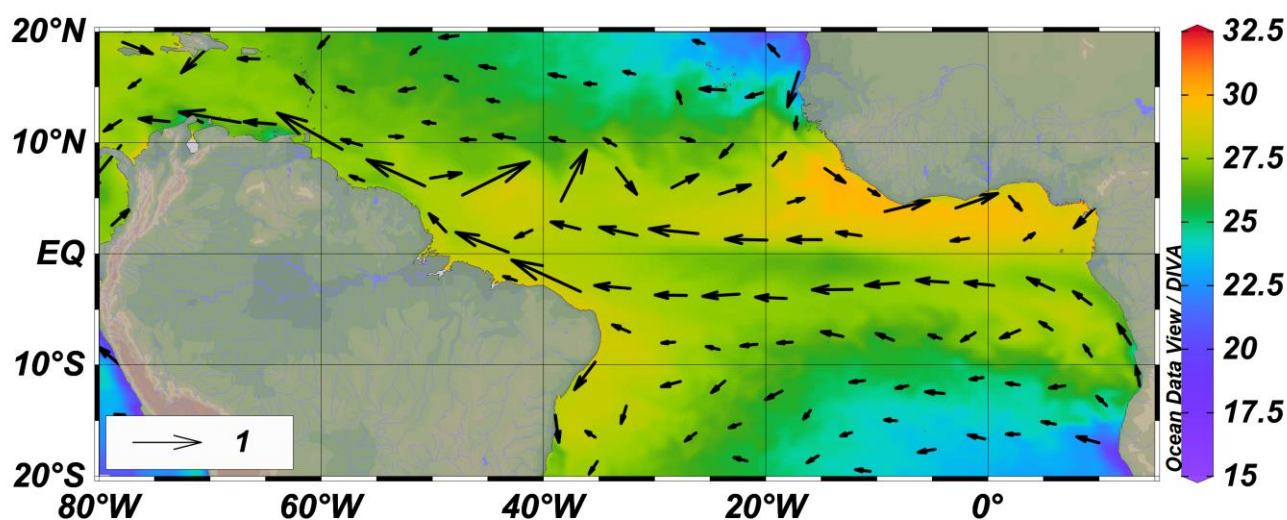


Рисунок 5 – Среднемесячное поле потенциальной температуры (θ , °C) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 1.2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

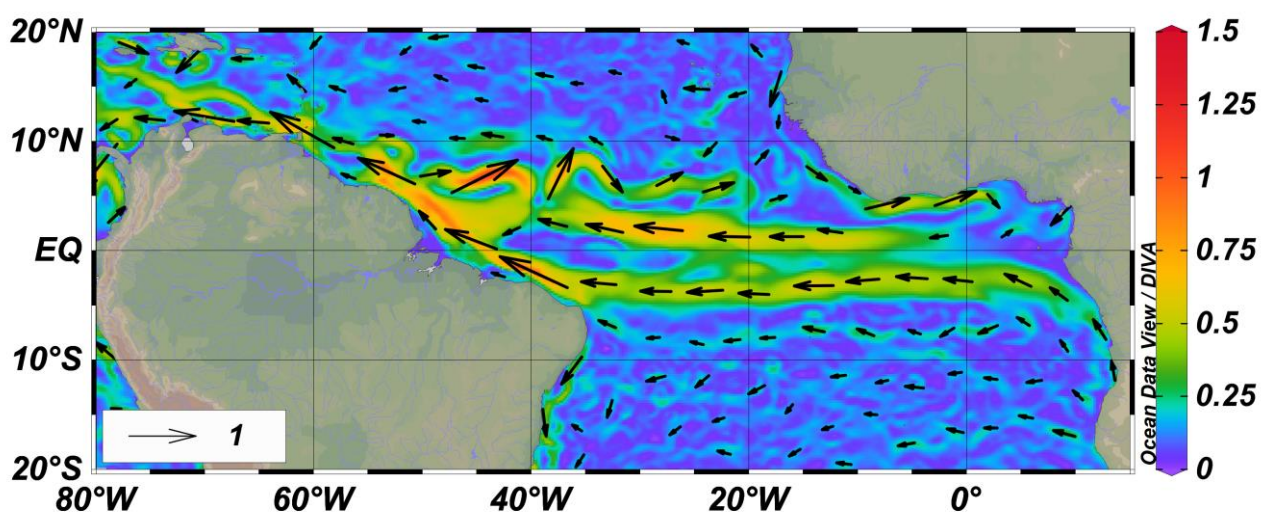


Рисунок 6 – Среднемесячное поле скорости течений (V , м·с⁻¹) в тропической Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 1.2022 гг. Стрелки – направления течений

Приложение Б Среднегодовое поле градиентов температуры, солёности, плотности в Северной Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг.

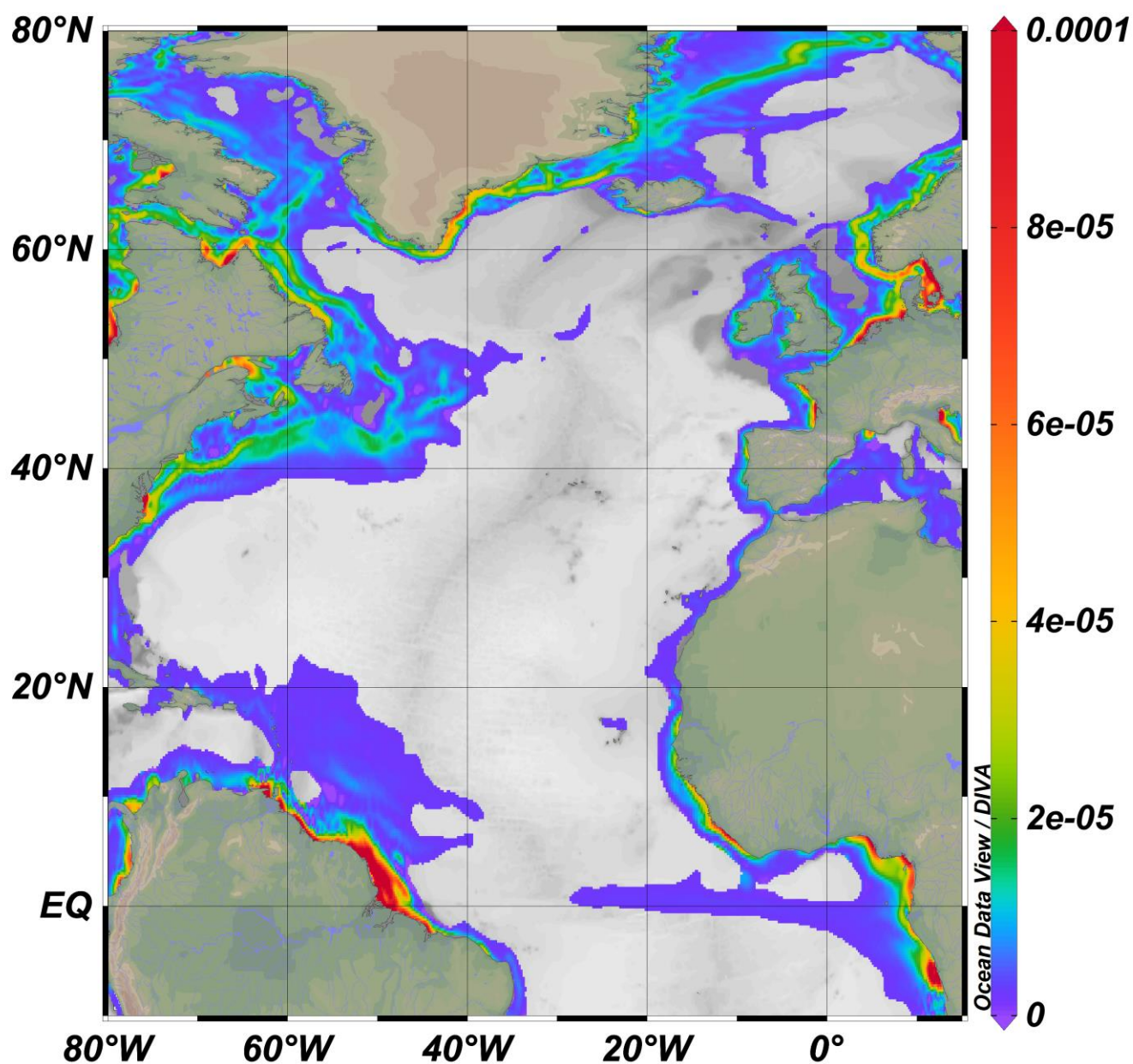


Рисунок 10 – Среднегодовое поле градиентов потенциальной температуры ($\text{grad}\theta$, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$) в Северной Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг.

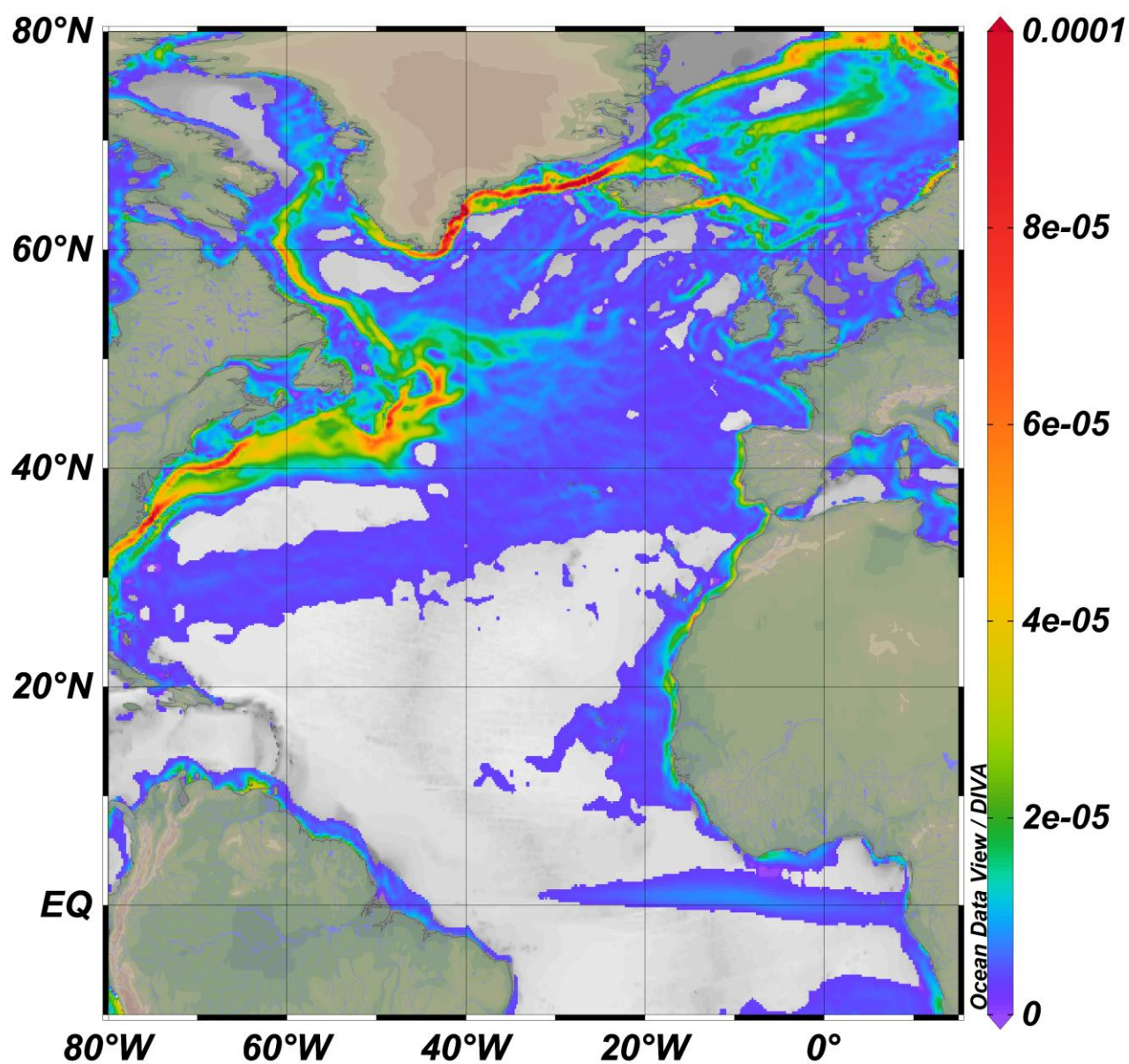


Рисунок 11 – Среднемноголетнее поле градиентов солёности (gradS, епс/м) в Северной Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг.

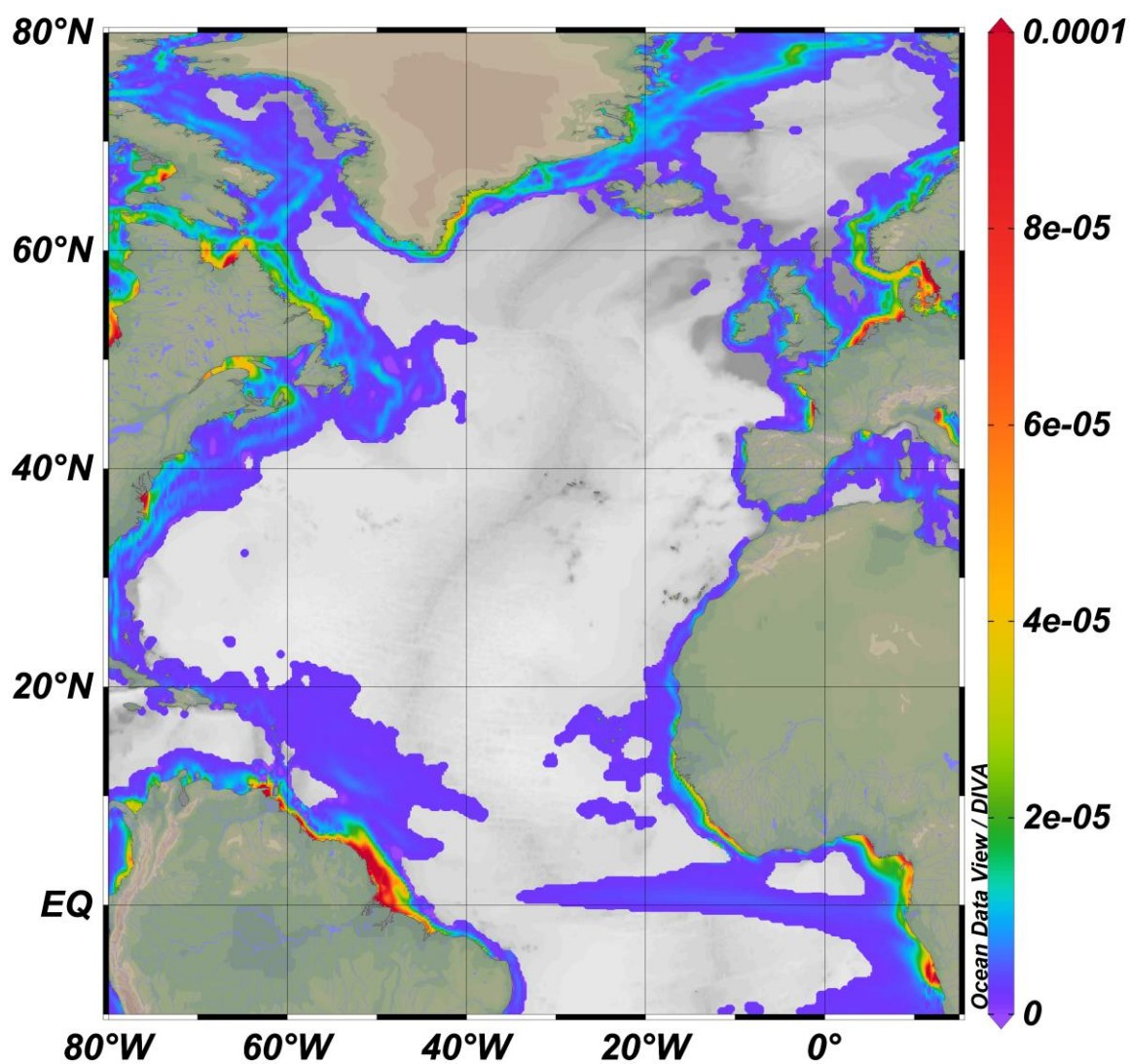


Рисунок 12 – Среднемноголетнее поле градиентов плотности ($\text{grad}\sigma_\theta$, кг/м^4) в Северной Атлантике по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг.

Приложение В Средне многолетние поля градиентов температуры, солёности, плотности в Черном море по реанализу GLORYS12v1 за 2000–2022 гг.

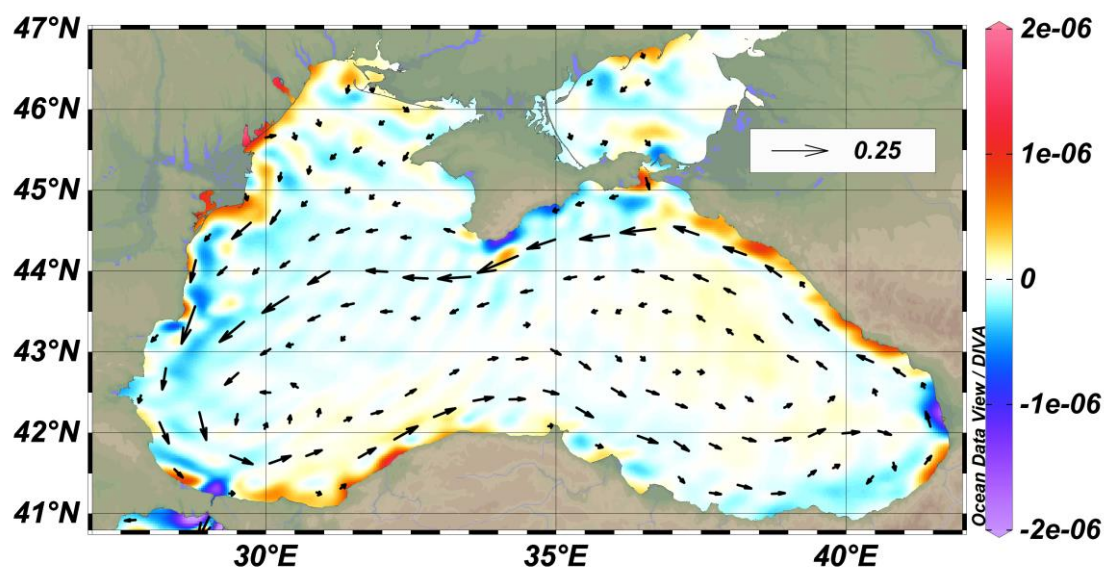


Рисунок 13 – Средне многолетнее поле дивергенции ($\text{div}V, \text{с}^{-1}$) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

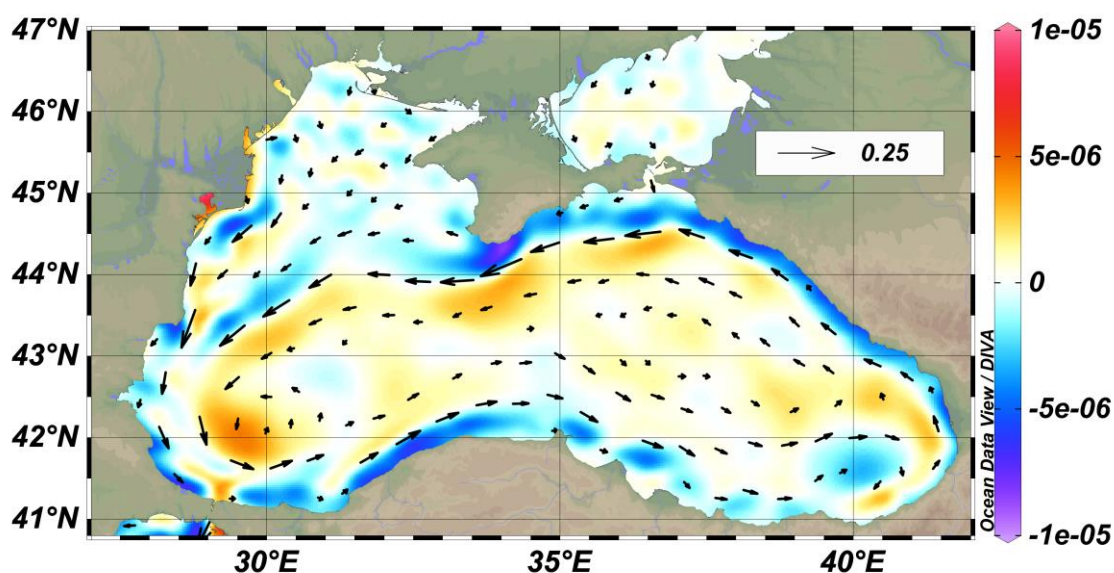


Рисунок 14 – Средне многолетнее поле завихренности течений ($\text{rot}V, \text{с}^{-1}$) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

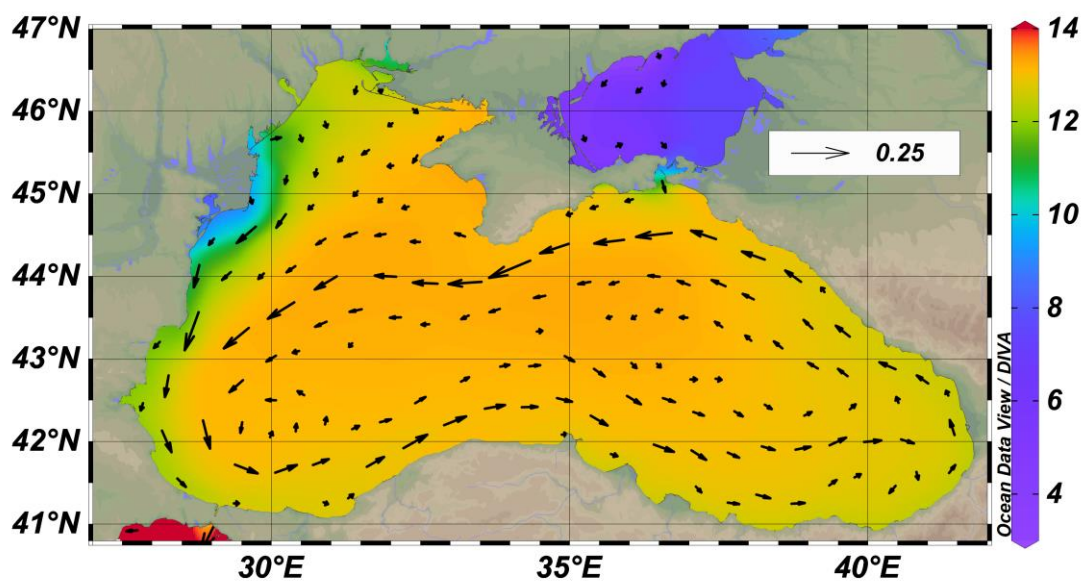


Рисунок 15 – Среднегодовое поле аномалий потенциальной плотности (σ , кг/м³) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

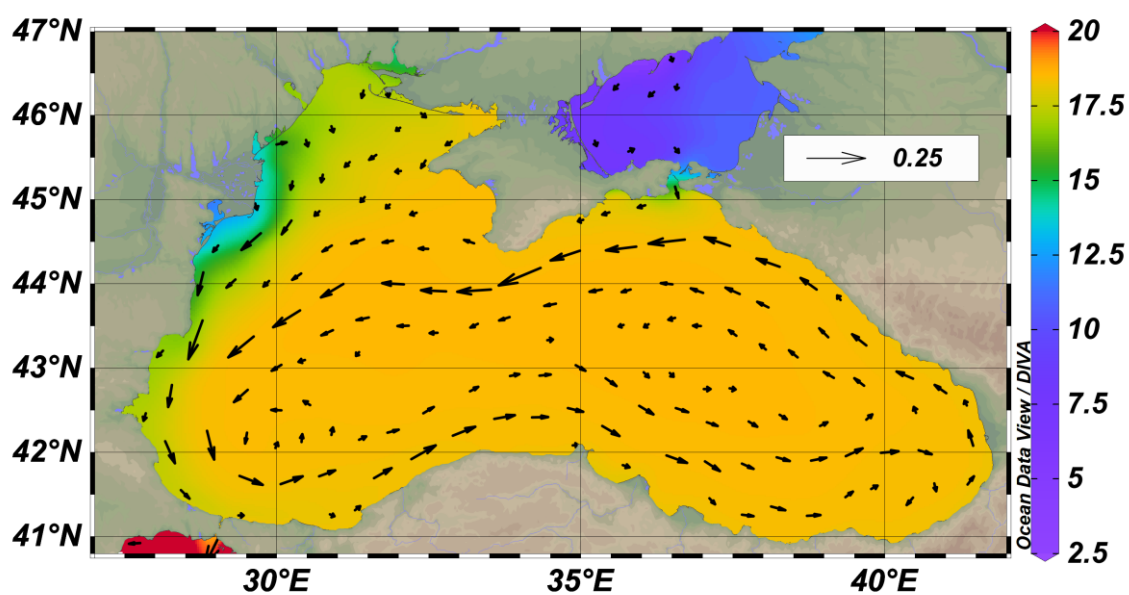


Рисунок 16 – Среднегодовое поле солёности (S , епс) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

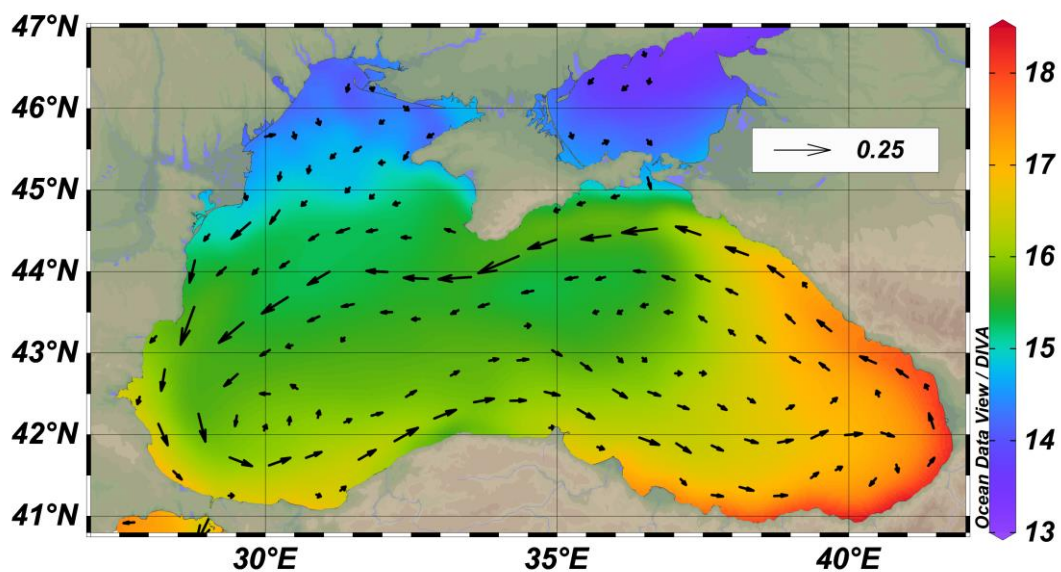


Рисунок 17 – Среднегодовое поле потенциальной температуры (θ , °C) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Стрелками – направления и скорости течений

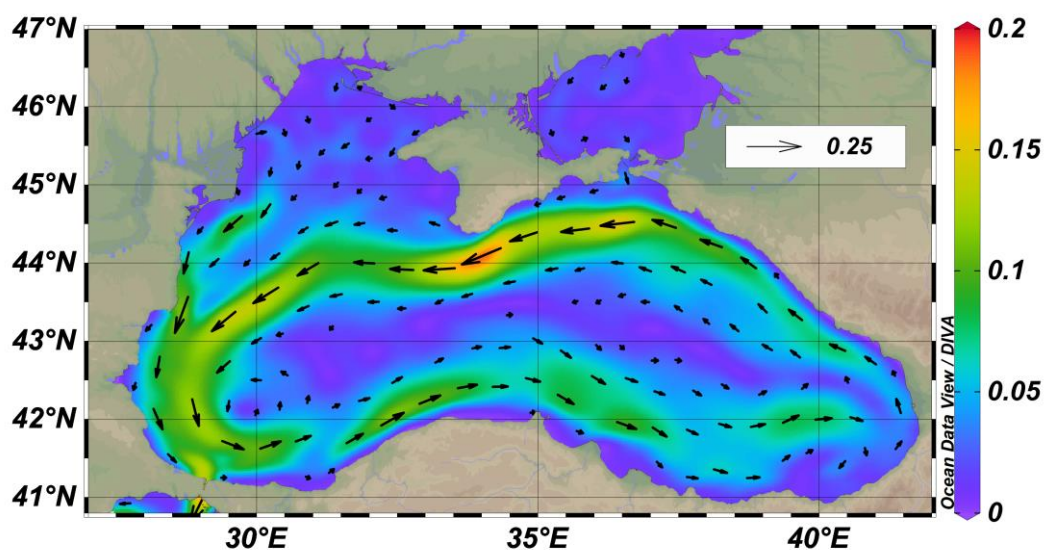


Рисунок 18 – Среднегодовое поле скорости течений (V , м·с⁻¹) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг. Стрелки – направления течений

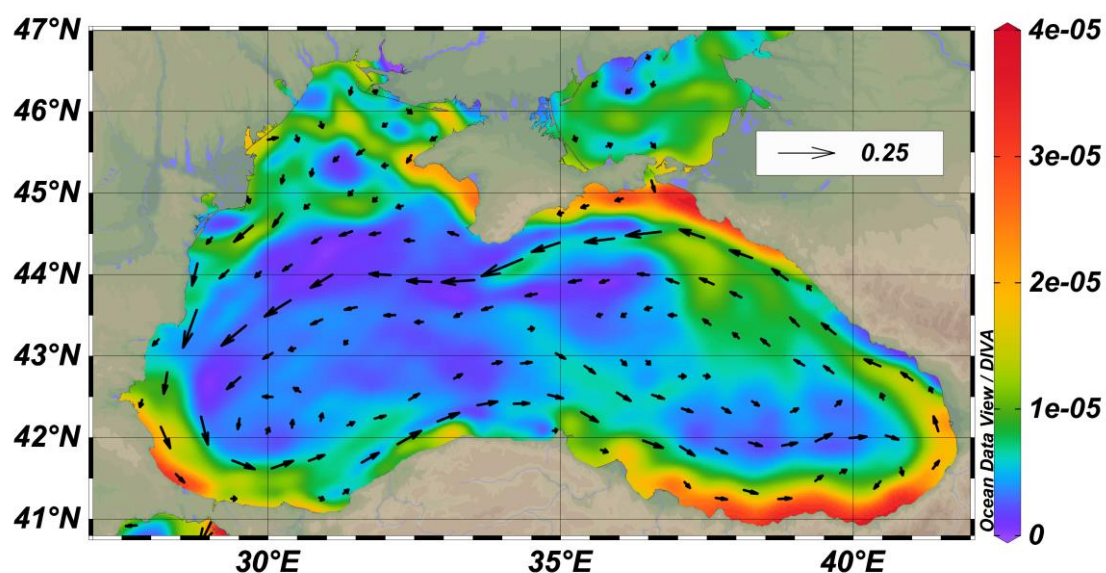


Рисунок 19 – Среднемноголетнее поле градиентов потенциальной температуры ($\text{grad}\theta$, $^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$) в Черном море по реанализу GLORYS12v1 за 2000–2022 гг.

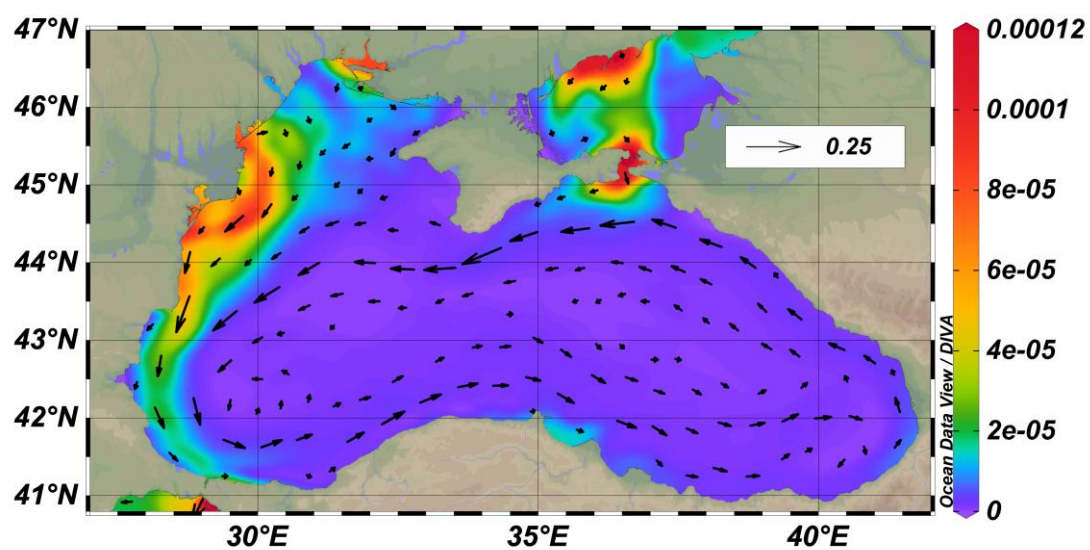


Рисунок 20 – Среднемноголетнее поле градиентов солёности ($\text{grad}S$, $\text{eps}\cdot\text{м}^{-1}$) в Черном море по реанализу GLORYS12v1 за 2000–2022 гг.

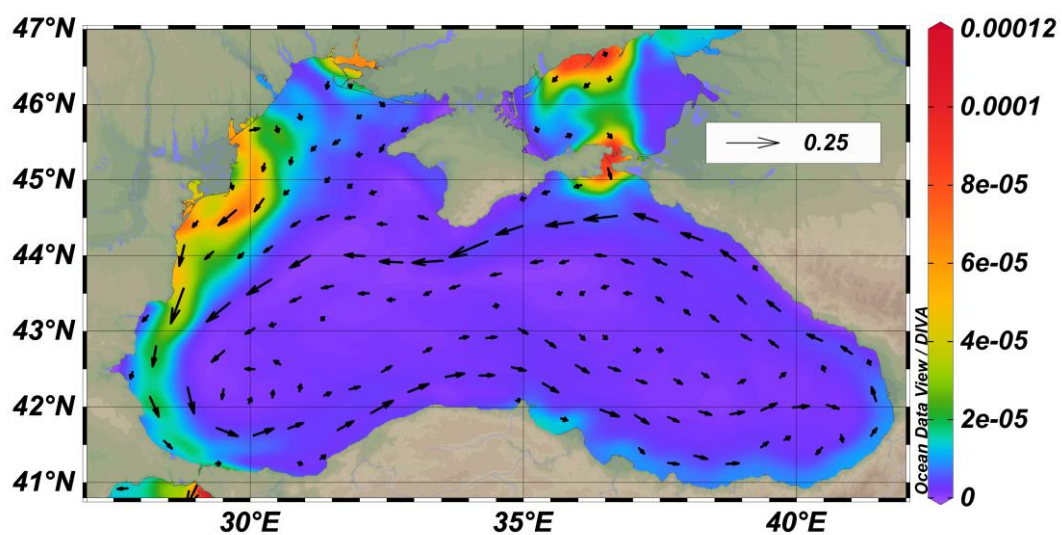


Рисунок 21 – Среднемноголетнее поле градиентов плотности ($\text{grad}\sigma_\theta$, $\text{кг}\cdot\text{м}^{-4}$) в Черном море по реанализу *GLORYS12v1* за 2000–2022 гг.

Приложение Г Межгодовая и внутригодовая изменчивость концентрации хлорофилла-*a* в тропической Атлантике по спутниковым данным за 1998–2023 гг.

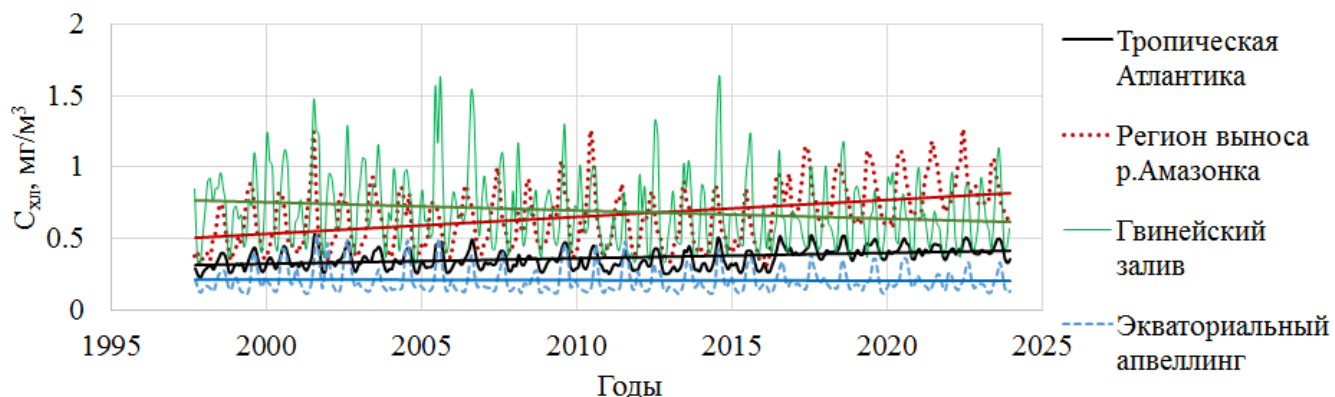


Рисунок 22 – Межгодовая изменчивость среднегодовых значений концентрации хлорофилла-*a* ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) в 4-х регионах (тропическая Атлантика ($10^\circ \text{ю.ш.} - 12^\circ \text{с.ш.}$, $70^\circ \text{з.д.} - 15^\circ \text{в.д.}$), регион выноса р. Амазонки ($0-15^\circ \text{с.ш.}$, $45-60^\circ \text{з.д.}$), регион Гвинейского залива ($10^\circ \text{ю.ш.} - 0^\circ$, $0^\circ - 15^\circ \text{в.д.}$), регион Экваториального апвеллинга ($3^\circ \text{ю.ш.} - 2^\circ \text{с.ш.}$, $25-5^\circ \text{з.д.}$)) по спутниковым данным за 1998–2023 гг. Прямые линии – линейные тренды

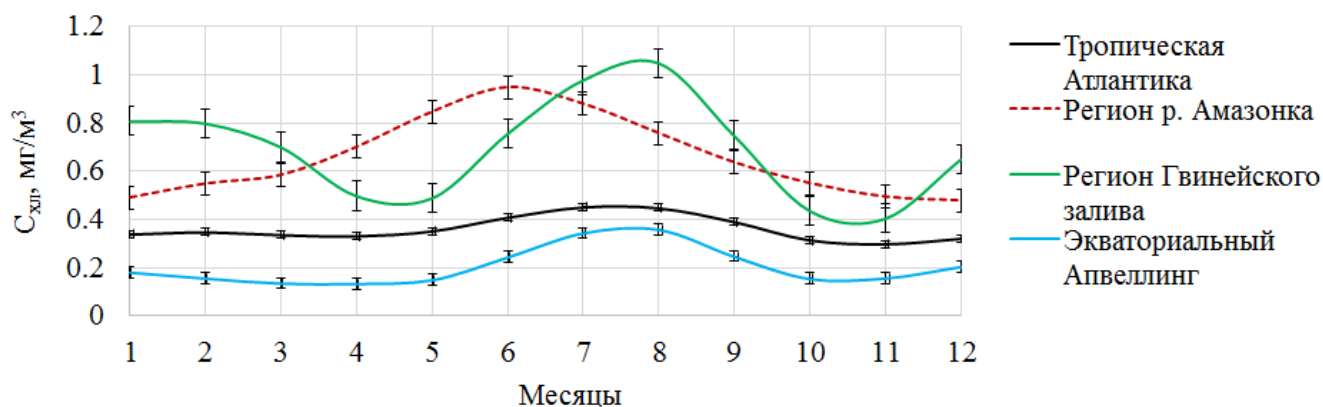


Рисунок 22 – Внутригодовая изменчивость средних значений концентрации хлорофилла-*a* ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) в 4-х регионах (тропическая Атлантика ($10^\circ \text{ю.ш.} - 12^\circ \text{с.ш.}$, $70^\circ \text{з.д.} - 15^\circ \text{в.д.}$), регион выноса р. Амазонки ($0-15^\circ \text{с.ш.}$, $45-60^\circ \text{з.д.}$), регион Гвинейского залива ($10^\circ \text{ю.ш.} - 0^\circ$, $0^\circ - 15^\circ \text{в.д.}$), регион Экваториального апвеллинга ($3^\circ \text{ю.ш.} - 2^\circ \text{с.ш.}$, $25-5^\circ \text{з.д.}$)) по спутниковым данным за 1998–2023 гг.

Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$

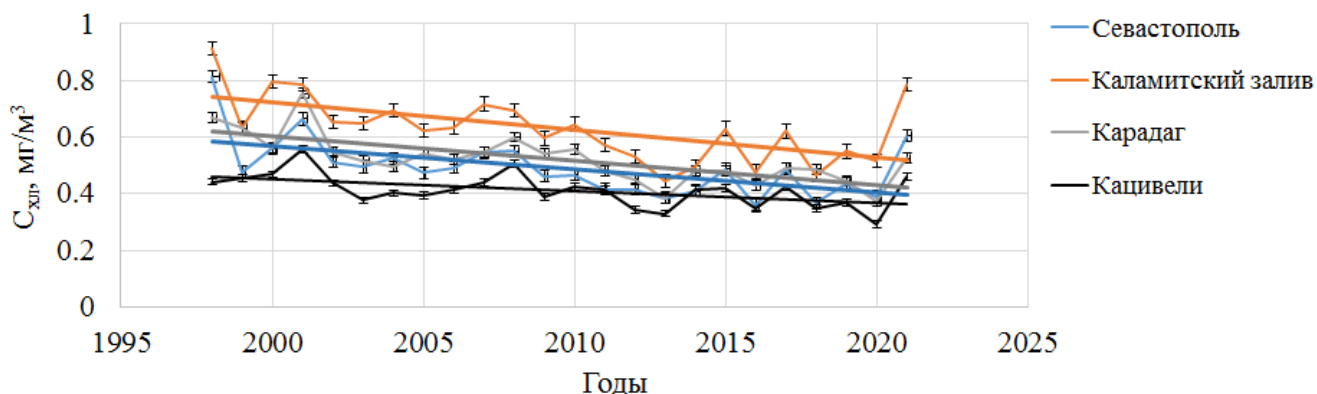


Рисунок 23 – Межгодовая изменчивость среднегодовых значений концентрации хлорофилла-*a* ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) в 3-х регионах Черного моря (Севастополь ($44.6\text{--}44.8^\circ\text{с.ш.}$, $33.4\text{--}33.6^\circ\text{в.д.}$), Каламитский залив ($44.6\text{--}45.2^\circ\text{с.ш.}$, $33.4\text{--}33.65^\circ\text{в.д.}$), Карадаг ($44.8\text{--}45^\circ\text{с.ш.}$, $35.1\text{--}35.4^\circ\text{в.д.}$), Кацивели (44.23°с.ш. , 33.58°в.д.)) по спутниковым данным за 1998–2021 гг. Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$. Прямые линии – линейные тренды

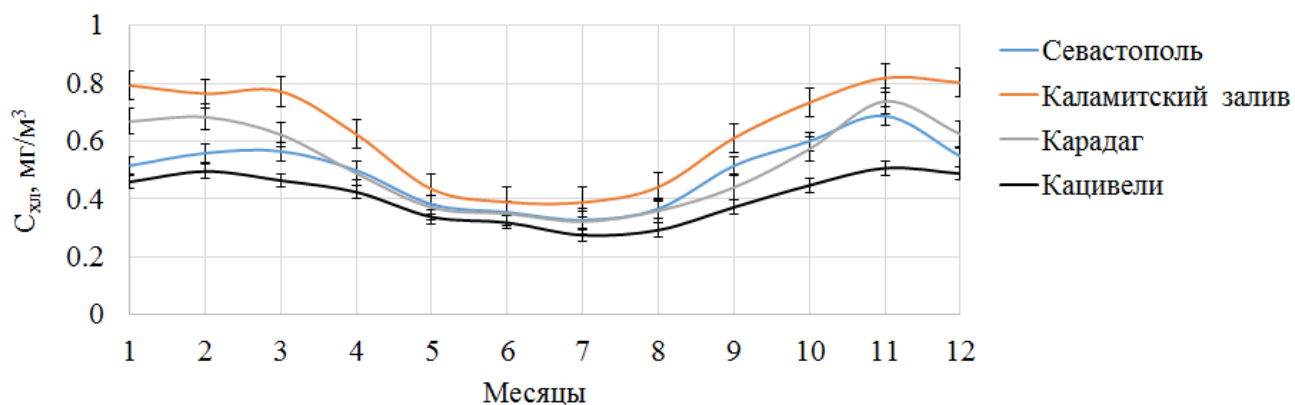


Рисунок 24 – Внутригодовая изменчивость средних значений концентрации хлорофилла-*a* ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) в 3-х регионах Черного моря (Севастополь ($44.6\text{--}44.8^\circ\text{с.ш.}$, $33.4\text{--}33.6^\circ\text{в.д.}$), Каламитский залив ($44.6\text{--}45.2^\circ\text{с.ш.}$, $33.4\text{--}33.65^\circ\text{в.д.}$), Карадаг ($44.8\text{--}45^\circ\text{с.ш.}$, $35.1\text{--}35.4^\circ\text{в.д.}$), Кацивели (44.23°с.ш. , 33.58°в.д.)) по спутниковым данным за 1998–2021 гг. Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$

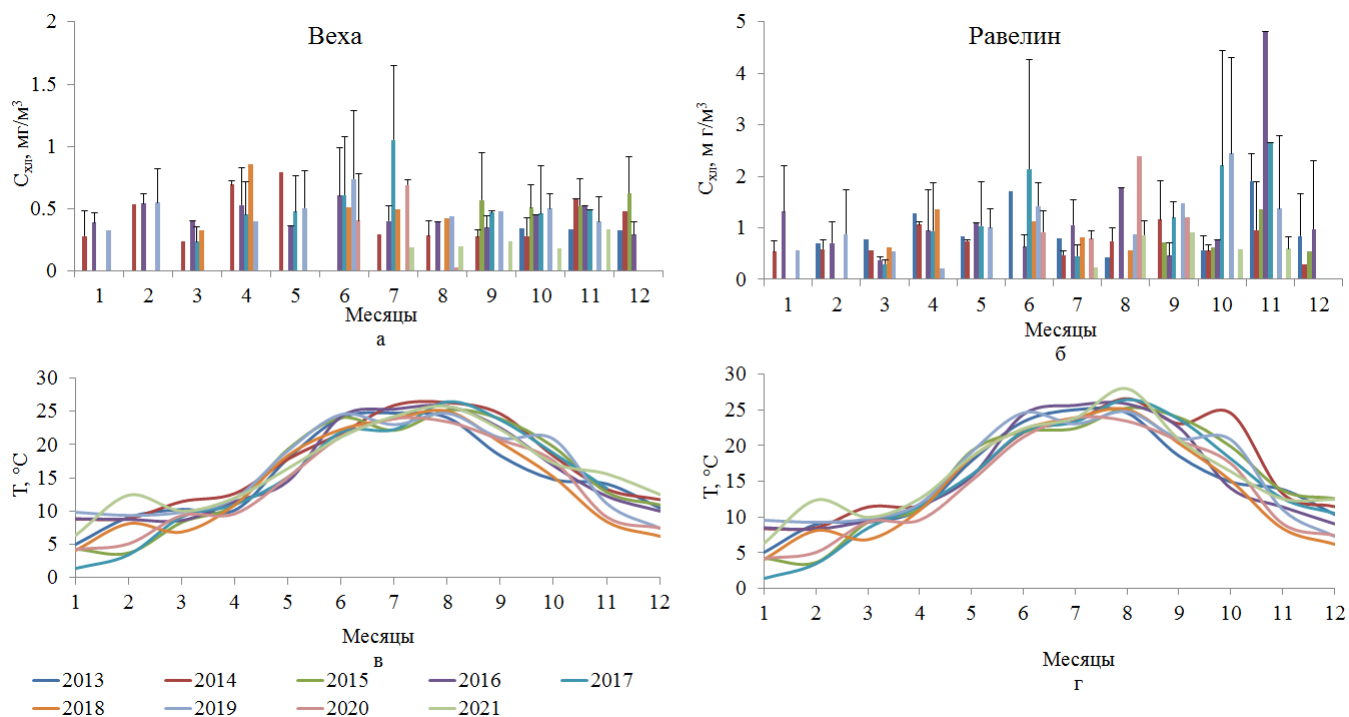


Рисунок 25 – Внутригодовая изменчивость средних значений концентрации хлорофилла- a ($mg \cdot m^{-3}$) в прибрежной акватории Севастополя (ст. Веха) и внутренней части Севастопольской бухты (ст. Равелин) по контактными данным за отдельные годы 2013–2021 гг. Вертикальные тонкие линии – $\pm\sigma$.