ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ «МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

Кубрякова Елена Адиловна

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО И ВЕРТИКАЛЬНОГО ТРАНСПОРТА СОЛИ И БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Специальность 25.00.28 - Океанология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

Научный руководитель

чл.-корр. РАН, д. физ.-мат. наук, профессор

Геннадий Константинович Коротаев

Севастополь - 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
РАЗДЕЛ 1. ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО
СОСТОЯНИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕГО
ЭКОСИСТЕМЫ17
1.1 Водный и солевой баланс Черного моря 18
1.2 Циркуляция Черного моря 20
1.3 Химическая структура вод Черного моря 24
1.4 Математическое моделирование состояния морских экосистем
1.4.1 Классификация математических моделей морских экосистем
1.4.2 Обзор моделей экосистемы Черного моря 32
1.4.3 Влияние биогенных элементов на рост фитопланктона
1.4.4 Физические факторы, влияющие на образование первичной
продукции
Выводы к Разделу 1 41
РАЗДЕЛ 2. ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ НА
ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ЧЕРНОГО МОРЯ 44
2.1 Параметризация вертикальной скорости 44
2.2 Одномерная гидродинамическая модель 48
2.3 Влияние вертикальных движений на формирование холодного
промежуточного слоя и перемешанного слоя 54
2.3.1 Расчет без учета вертикальной скорости 54
2.3.2 Расчет с учетом переменной во времени вертикальной скорости 58
Выводы к Разделу 2 63

РАЗДЕЛ 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО МАССО- И СОЛЕОБМЕНА НА ОСНОВЕ БОКСОВОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ		
СОЛЕОБМЕНА НА ОСНОВЕ БОКСОВОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ	РАЗДЕЛ 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО МАССО– И	
МОДЕЛИ	СОЛЕОБМЕНА НА ОСНОВЕ БОКСОВОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ	
3.1 Механизм горизонтального солеобмена между центральной областью и периферией моря и его количественные оценки 65 3.2 Описание боксовой гидродинамической модели 72 3.3 Результаты расчета. Температура и соленость вод 78 3.4 Механизм формирования солености поверхностных вод Черного моря 81 Выводы к Разделу 3 86 РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 86 БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ. 88 4.1 Одномерная биогеохимическая модель глубоководной части Черного моря 89 4.1.1 Описание модели. 89 4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно-восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным. 110 4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря 122 4.4.1 Субкислородная зона 122 4.4.3 Временная изменчивость биологических компонент экосистемы 128 4.4.3 Временная изменчивость биологического азота 133 4.5.1 Поток оседающего органического вещества 134	МОДЕЛИ	
периферией моря и его количественные оценки 65 3.2 Описание боксовой гидродинамической модели 72 3.3 Результаты расчета. Температура и соленость вод 78 3.4 Механизм формирования солености поверхностных вод Черного моря 81 Выводы к Разделу 3 86 РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 86 БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ. 88 4.1 Одномерная биогеохимическая модель глубоководной части Черного моря 89 4.1.1 Описание модели. 89 4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно-восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным. 110 4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря 122 4.4.1 Субкислородная зона 122 4.4.2 Сезонная изменчивость биологических компонент экосистемы 128 4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений 129 4.5 Потоки органического и неорганического вазота 133 4.5.1 Поток оседающего органического вещества 134	3.1 Механизм горизонтального солеобмена между центральной областью и	
3.2 Описание боксовой гидродинамической модели 72 3.3 Результаты расчета. Температура и соленость вод 78 3.4 Механизм формирования солености поверхностных вод Черного моря 81 Выводы к Разделу 3 86 РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 86 РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 86 РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 88 4.1 Одномерная биогеохимическая модель глубоководной части Черного моря 89 4.1.1 Описание модели. 89 4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно-восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным	периферией моря и его количественные оценки 65	
3.3 Результаты расчета. Температура и соленость вод	3.2 Описание боксовой гидродинамической модели	
3.4 Механизм формирования солености поверхностных вод Черного моря 81 Выводы к Разделу 3	3.3 Результаты расчета. Температура и соленость вод 78	
Выводы к Разделу 3 86 РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ 500ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ	3.4 Механизм формирования солености поверхностных вод Черного моря 81	
РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ	Выводы к Разделу 3 86	
РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ		
БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ	РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ	
4.1 Одномерная биогеохимическая модель глубоководной части Черного 89 4.1.1 Описание модели. 89 4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно- 89 восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным. 110 4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря. 122 4.4.1 Субкислородная зона 122 4.4.3 Временная изменчивость биологических компонент экосистемы 128 4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений 129 4.5.1 Потоки органического и неорганического вещества. 134	БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ 88	
моря 89 4.1.1 Описание модели 89 4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно- восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным	4.1 Одномерная биогеохимическая модель глубоководной части Черного	
4.1.1 Описание модели	моря	
4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно- восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным	4.1.1 Описание модели	
восстановительных процессов 102 4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным. 110 4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря. 122 4.4.1 Субкислородная зона 122 4.4.2 Сезонная изменчивость биологических компонент экосистемы 128 4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений 129 4.5 Потоки органического и неорганического азота 133 4.5.1 Поток оседающего органического вещества 134	4.1.2 Настройка модели: параметризация окислительно-	
4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным. 110 4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря. 122 4.4.1 Субкислородная зона 122 4.4.2 Сезонная изменчивость биологических компонент экосистемы 128 4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений 129 4.5 Потоки органического и неорганического вещества 133 4.5.1 Поток оседающего органического вещества 134	восстановительных процессов 102	
 4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным	4.2 Биогеохимическая боксовая модель 108	
фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным	4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения	
данным	фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым	
 4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря	данным	
модели Черного моря	4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической	
 4.4.1 Субкислородная зона	модели Черного моря 122	
 4.4.2 Сезонная изменчивость биологических компонент экосистемы	4.4.1 Субкислородная зона 122	
 4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений	4.4.2 Сезонная изменчивость биологических компонент экосистемы 128	
 4.5 Потоки органического и неорганического азота	4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений 129	
4.5.1 Поток оседающего органического вещества	4.5 Потоки органического и неорганического азота 133	
	4.5.1 Поток оседающего органического вещества	
4.5.2 Образование молекулярного азота 136	4.5.2 Образование молекулярного азота 136	
4.5.3 Восходящий поток аммония из анаэробной зоны 138	4.5.3 Восходящий поток аммония из анаэробной зоны 138	

введение

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Черное море – распресненный морской бассейн, имеющий ограниченный водообмен с другими регионами Мирового океана вследствие узости и мелководности проливов. В силу практически полной замкнутости бассейна и сильной халинной стратификации значительное влияние на формирование плотностной структуры бассейна оказывает вертикальный и горизонтальный обмен. Кроме этого, горизонтальный кросс-шельфовый транспорт биогенных веществ из шельфовых районов, подверженных действию речного стока, в центральную часть моря оказывает важнейшее влияние на баланс биогенных веществ и цветение фитопланктона в центре моря [Oguz et al., 2002; Kubryakov et al., 2016].

Вертикальный обмен, обусловленный вертикальной адвекцией и ветровым и конвективным перемешиванием, вызывает поступление биогенных элементов из глубинных слоев и способствует перераспределению соли и вентиляции глубинных вод [Сорокин, 1982; Булгаков, 1996; Titov, 2004; Иванов и др., 2012; Finenko et al., 2014; Mikaelyan et al., 2011, 2017].

На горизонтальный обмен оказывают влияние различные динамические процессы, которые исследовались в большом количестве работ по контактным и спутниковым измерениям, данным численного моделирования. К этим процессам относятся синоптические вихри [Ginzburg et al., 2002b; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003; Shapiro et al., 2010; Zhou et al., 2014; Kubryakov et al., 2016], шельфовые волны [Stanev et al., 1999, 2002; Zatsepin et al., 2014; Ivanov et al., 2014], дрейфовые течения [Kubryakov et al., 2018], апвеллинги [Sur et al., 1994; Gawarkiewicz et al., 1999; Yankovsky et al., 2004].

Важным механизмом, который оказывает существенное влияние на горизонтальный и вертикальный обмен в бассейне, является крупномасштабная вертикальная ячейка циркуляции, связанная с ветровым воздействием и потоками плавучести. Циклоническая циркуляция вод Черного моря, вызванная циклонической завихренностью ветра, приводит к дивергенции и подъему вод в центре моря и их опусканию на периферии бассейна [Stanev et al., 2000; Korotaev et al., 2001]. Разница в потоках плавучести, обусловленная распресняющим действием речного стока и поступлением соленых вод через пролив Босфор, также способствует формированию вертикальной ячейки циркуляции [Штокман, 1951; Булгаков и др., 1984а, 1989; Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Булгаков, 1996; Korotaev, 1997]. Изучение вертикальной ячейки циркуляции и ее роли в перераспределении вещества в бассейне проводилось в ограниченном числе работ [Булгаков и др., 1984а; Булгаков, 1996]. В этих работах на основе балансового метода были впервые даны оценки средних потоков воды и соли между центральной частью моря и его периферией, обусловленных этим механизмом, и показано его существенное влияние на формирование термохалинной структуры вод.

В то же время многие аспекты, связанные с влиянием вертикальной циркуляции, остаются неизученными. До настоящего времени отсутствовали исследования сезонной изменчивости горизонтальных потоков соли и массы, вертикального распределения этих потоков по глубине и их влияния на халинную структуру вод, обусловленные изменчивостью вертикальной циркуляции.

Влияние физических процессов горизонтального обмена на химическую структуру Черного моря представляет собой одну из актуальных задач, необходимых для понимания функционирования экосистемы бассейна. До настоящего времени оценок влияния крупномасштабной циркуляции Черного моря на вертикальный и горизонтальный перенос химических веществ не было. Существенные климатические изменения, наблюдающиеся в последнее время, приводят к значимым изменениям скорости течений, ветра, интенсивности вертикальных движений, температуры моря. Определение механизмов влияния физических факторов на биотические характеристики необходимо для понимания наблюдаемых процессов изменения экосистемы.

Данная диссертационная работа позволила расширить имеющиеся знания о горизонтальном обмене в Черном море, изучить влияние крупномасштабной вертикальной циркуляции на сезонную и вертикальную изменчивость горизонтальных потоков массы и соли, оценить ее вклад в суммарный обмен веществом в бассейне.

Использование междисциплинарного подхода – физико-биогеохимического моделирования – позволило впервые оценить влияние крупномасштабной вертикальной циркуляции на вертикальные и горизонтальные потоки азотосодержащих веществ, определяющих развития биоты в бассейне.

Объектом исследования диссертационной работы является Черное море.

Предметом исследования диссертации являются процессы горизонтального и вертикального транспорта соли и биогенных элементов.

Цель и задачи работы. Исследовать влияние горизонтальной и вертикальной циркуляции вод Черного моря на его халинную структуру и на потоки биогенных элементов в центральной части Черного моря. Для достижения цели были поставлены и решены следующие научные <u>задачи</u>:

1. Проведена параметризация вертикальной скорости в центральной части Черного моря, исследовано влияние вертикальных движений на формирование термохалинной структуры центральной части Черного моря в рамках одномерной физико-биохимической модели.

2. Разработана боксовая физико-биогеохимическая модель Черного моря и на ее основе исследовано влияние вертикальной циркуляции на горизонтальный массо- и солеобмен между водами центральной части Черного моря и континентального склона.

3. Исследована зависимость величины объемов воды и соли, которые переносятся из центральной части Черного моря в район континентального склона, от интенсивности вертикальной ячейки циркуляции и горизонтальной турбулентной диффузии.

4. Оценена величина вертикального потока аммония из анаэробной зоны центральной части бассейна, оценены величины горизонтальных потоков азота между районом континентального склона и центральной частью Черного моря и их влияние на функционирование экосистемы в центральной части Черного моря.

5. Исследовано влияние интенсивности зимнего выхолаживания на сезонную изменчивость цветения фитопланктона.

Теоретическая и практическая значимость работы. Результаты, полученные в данной работе, позволяют углубить понимание влияния физических процессов на функционирование экосистемы в замкнутых морях. Полученные данные могут быть использованы для более точной параметризации биогеохимических процессов в рамках трехмерных моделей экосистемы Черного моря. Усовершенствование физико-биогеохимических моделей является важной практической задачей, решение которой в перспективе позволит наиболее эффективно использовать морские ресурсы и предотвращать экологические риски, связанные с изменением климатических условий.

Методы исследования. Расчеты проводились с использованием современных методов математического моделирования динамики деятельного слоя моря и биогеохимических процессов Черного моря. Для определения кросс-шельфовых скоростей, связанных с изменчивостью крупномасштабной циркуляции, использовались спутниковые альтиметрические данные [Архив AVISO]. Для определения концентрации хлорофилла «а» и температуры поверхности моря (TПМ) использовались данные спутника MODIS-Aqua за период с 2004 по 2013 гг. [NASA Oceancolor Web]. В работе также использовались измерения с трех буев Био-Арго за 2014-2017 гг., которые позволили получить данные о вертикальном распределении концентрации хлорофилла «а» с высоким вертикальным разрешением (1 метр) [Xing et al., 2011; Архив IFREMER].

Научная новизна. Впервые на основе математического моделирования даны численные оценки и исследована сезонная изменчивость горизонтального и вертикального водообмена, солеобмена и обмена биогенными веществами, обусловленных крупномасштабной вертикальной циркуляцией в Черном море. Впервые исследовано влияние вертикальной скорости на формирование сезонного хода температуры и солености верхнего квазиоднородного слоя.

Положения, выносимые на защиту:

1) описание механизма горизонтального обмена между центральной частью Черного моря и районом континентального склона, обусловленного сезонной изменчивостью вертикальной ячейки циркуляции;

2) боксовая гидродинамическая модель Черного моря, позволяющая получить оценки массо- и солеобмена, обусловленного предложенным механизмом;

3) описание сезонной изменчивости и вертикального распределения горизонтального водо- и солеобмена, обусловленного действием вертикальной циркуляции, и связанного с горизонтальной турбулентной диффузией;

4) оценки относительных вкладов горизонтального и вертикального транспорта азота в аэробной-субкислородной зонах центральной части моря, показавшие, что 70% от общего потока азота поступает с периферии бассейна, и обусловлен этот перенос азота совместным действием горизонтальной турбулентной диффузии и вертикальной циркуляции в форме единой ячейки. 30 % от общего потока азота связано с переносом аммония вертикальными движениями из анаэробной зоны в субкислородную;

5) оценки влияния интенсивности зимнего выхолаживания на цветение фитопланктона в центральной части моря;

6) физические принципы механизма влияния вертикальной циркуляции на содержание нитратов в центральной части Черного моря.

Степень достоверности и апробация результатов. Сезонная изменчивость вертикального распределения температуры и солености в слое 0–400 м, полученная по результатам боксовой модели Черного моря, сопоставлялась с изменчивостью температуры и солености, восстановленной по данным ретроспективного анализа гидрофизических полей Черного моря за 1993–2012 гг. Реанализ был получен при помощи модели циркуляции, включающей процедуру ассимиляции профилей температуры и солености, полученных по оригинальной методике совместной обработки спутниковых альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений [Когоtaev et al., 2016]. Сопоставление показало хорошее качественное и количественное согласование полученных результатов с предыдущими работами.

Распределение элементов в субкислородной зоне хорошо согласуется с данными контактных измерений, выполненных в рейсах 1991–1994 г. в рамках проекта *NATO TU-Black Sea*, экспедиции НИС *«KNORR» 1988, 2001* [Oguz et al., 2001; Murray et al., 2003a, b; Konovalov et al., 2006].

Профиль вертикальной скорости, полученный в результате предложенной в работе параметризации, сравнивался с результатами реанализа гидрофизических полей, выполненного на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в численной модели циркуляции Черного моря [Дорофеев и др., 2016].

Численные оценки потока воды из центральной части моря на периферию, полученные в настоящей работе по результатам моделирования, согласуются с качественными оценками, полученными в [Булгаков и др., 1984а; Зацепин и др., 2002] на основе балансового анализа.

Основные результаты диссертации представлялись на семинарах отдела динамики океанических процессов ФГБУН МГИ, отделения оперативной океанографии ФГБУН МГИ (2011–2017 гг.), а также на следующих российских и международных конференциях, семинарах и школах:

1. Marine Ecosystem Evolution in a Changing Environment (MEECE) Summer School, Ankara, Turkey, 7–15 September 2011.

2. Международная научная конференция «Гидродинамическое моделирование динамики Черного моря», г. Севастополь, 20–24 сентября 2011 г.

3. Международная конференция «Южные моря как имитационная модель океана», г. Севастополь, сентябрь 2012 г.

4. Международная научно-техническая конференция «Актуальные проблемы экологии и гидрометеорологии», г. Тбилиси, Грузия, 28–30 мая 2013 г.

5. International Conference «Marine Research Horizon 2020», Varna, Bulgaria, 16–20 September 2013. Работа отмечена дипломом за 1 место среди постерных докладов молодых ученых.

6. Международная научная конференция «Интегрированная система мониторинга Черного и Азовского морей», г. Севастополь, 24–27 сентября 2013 г.

7. Научный семинар в Институте вычислительной математики РАН, г. Москва, 9 октября 2013 г.

8. Научный семинар в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, 11 октября 2013 г.

9. PERSEUS Training Cources/Summer school «Challenge for good environmental status in coastal waters» and 3-rd International Seminar «Dynamics of Coastal Zone in the Non-Tidal Seas», г. Геленджик, Россия, 30 июня – 4 июля 2014 г.

10. Шестая международная Школа-конференция «Спутниковые методы и системы исследования Земли», г. Таруса, 2–6 марта 2015 г.

11. XII Конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования», г. Москва, Институт космических исследований РАН, 13-15 апреля 2015 г.

12. Молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования», г. Севастополь, 25–29 апреля 2016 г.

13. Международная научная конференция «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанография», г. Севастополь, 26–30 сентября 2016 г.

14. XIV Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, 14–18 ноября 2016 г.

15. II Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана», г. Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 10–15 апреля 2017 г.

16. PICES/ICES Early Career Scientific Conference «Climate Oceans and Society Challenges and Opportunities», Pusan, South Korea, 30 May – 2 June 2017.

17. III Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана», г. Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, 21–25 мая 2018 г.

Связь с научными программами, планами, темами. Работа выполнялась в соответствии с научными планами и программами исследований Морского гидрофизического института НАН Украины и Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Морской гидрофизический институт РАН» в рамках следующих проектов:

 тема НАН Украины «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию Черного и Азовских морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды» (шифр «Фундаментальная океанология»), ГР № 0111U001420 (2011–2015 гг.), исполнитель;

 Межгосударственная программа «Стратегически ориентированное исследование морской окружающей среды Южных европейских морей», (шифр «PERSEUS»), ГР № 0112U007581 (2012–2016 гг.), исполнитель;

 тема НАН Украины «Климатические сценарии, мониторинг и риски» (шифр «Риски»), ГР № 0112U000709 (2012–2016 гг.), исполнитель;

 проект РФФИ «Ретроспективный анализ полей Черного моря как современный инструмент исследования изменчивости бассейна», № 14–45–01548 (2014 г.), исполнитель;

 тема «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий», № 0827–2014–0011 (2014–2017 гг.), исполнитель;

проект РФФИ «Динамическая и термохалинная структура вихрей Черного моря по данным спутниковой альтиметрии, численного моделирования и измерений буев-профилемеров Арго», № 16–05–00264а (2016–2017 гг.), исполнитель;

 проект РФФИ «Ретроспективный анализ и исследование изменчивости гидрологических полей Черного моря», № 16–05–00621 (2016–2017 гг.), исполнитель;

• тема «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений», № 0827–2018–0002 (2018–2020 гг.), исполнитель.

Личный вклад автора. Постановка задач проводилась совместно с научным руководителем, с которым обсуждались полученные основные научные результаты и формулировки выводов. Лично автором были проведены параметризация профиля вертикальной скорости в центральной части Черного моря; усовершенствование одномерной физико-биогеохимической модели центральной части Черного моря; разработка боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря; проведение численных расчетов, анализ полученных результатов.

Публикации по теме диссертации. Результаты диссертации опубликованы в соавторстве в 16 научных работах, из них 6 статей в рецензируемых журналах, 3 статьи в рецензируемых сборниках научных трудов и 7 тезисов докладов на Всероссийских и Международных конференциях.

Требованиям ВАК при Минобрнауки Российской Федерации удовлетворяют 6 работ в рецензируемых российских и украинских научных изданиях. В их числе 3 работы в рецензируемых научных изданиях, входящих в наукометрические базы Web of Science и SCOPUS и 3 работы в изданиях, соответствующих п. 10 Постановления Правительства Российской Федерации от 30 июля 2014 г. № 723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанным гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города федерального значения Севастополя».

Статьи в рецензируемых журналах

1. Кубрякова Е.А. Влияние вертикальной скорости на воспроизведение изменчивости термохалинной структуры верхнего слоя морского бассейна / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – Вып. 25, Т. 2. – С. 220-239.

2. Кубрякова Е.А. Моделирование марганцевого цикла в рамках одномерной биогеохимической модели Черного моря / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013. – Вып. 26. Т. 2. – С. 272-286.

3. Кубрякова Е.А. Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солености поверхностных вод Черного моря / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – №3. – С. 3-12.

4. **Kubryakova, E.A.** Influence of vertical motions on maintaining the nitrate balance in the Black Sea based on numerical simulation / E.A. Kubryakova, G.K. Korotaev // Oceanology. – 2016. – Vol. 56, Iss. 1. – P. 25-35. – doi:10.1134/S0001437016010082.

5. **Kubryakova, E.A.** Mechanism of Horizontal Mass- and Salt-Exchange between the Waters of Continental Slope and Central Part of the Black Sea / E.A. Kubryakova, G.K. Korotaev // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2017. – Vol. 53, No. 1. – P. 102-110. – doi:10.1134/S0001433817010078.

6. **Kubryakova, E.A.** Impact of Winter Cooling on Water Vertical Entrainment and Intensity of Phytoplankton Bloom in the Black Sea / E.A. Kubryakova, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2018. – №3. – P. 191– 206. – doi:10.22449/1573-160X-2018-3-191-206.

Статьи в сборниках научных трудов

7. **Кубрякова Е.А.** Восходящие потоки аммония и баланс биогенов в верхнем слое глубоководной части Черного моря / Е.А. Кубрякова // Труды института гидрометеорологии грузинского технического университета. – 2013. – Т. 119. – С. 269-273.

8. Кубрякова Е.А. Сезонная изменчивость концентрации фитопланктона в Черном море по данным численного моделирования и спутниковых оптических измерений / Е.А. Кубрякова, А.А. Кубряков // Сборник трудов XII конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» под ред. А.М. Садовского, 2015. – С. 50-57.

9. Кубрякова Е.А. Массо- и солеобмен между центром и периферией Черного моря по модельным и спутниковым данным / Е.А. Кубрякова, А.А. Кубряков // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – Севастополь. – 2017. – №2. – С. 44-52.

Тезисы докладов на Всероссийских и международных конференциях

10. Kubryakova, E. Study of nutrient balance of the Black Sea ecosystem /
E. Kubryakova, G. Korotaev // Book of abstracts of Marine Research Horizon 2020. –
Varna: Helix Press Ltd. – 2013. – P. 166.

11. Кубрякова Е.А. Массо- и солеобмен между центром и периферией Черного моря, вызванный изменчивостью крупномасштабной динамики / Е.А. Кубрякова, А.А. Кубряков // Тезисы докладов научной конференции «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология», г. Севастополь, 26–30 сентября 2016. – Севастополь, ФГБУН МГИ, 2016. – С. 76-77.

12. Кубрякова Е.А. Механизм горизонтального водо- и солеобмена континентального склона Черного моря и его центрального района / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Материалы молодежной научной конференции, г. Севастополь, 25–29 апреля 2016 г. [Электронный ресурс]. – Севастополь: ФГБУН МГИ. – С. 98-99. – Режим доступа: <u>http://mhi-</u> ras.ru/news/news_201605201055.html, свободный.

13. Кубрякова Е.А. Горизонтальный транспорт соли и биогенов в Черном море по модельным и спутниковым данным / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев, А.А. Кубряков // Всероссийские открытые ежегодные конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов, 14–18 ноября 2016 г. [Электронный ресурс] – Москва: ИКИ РАН. – С. 259. – Режим доступа:

http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/mythesis.aspx?thesis=5725.

14. **Кубрякова Е.А.** Влияние физических процессов на транспорт биогенных элементов в Черном море на основе численного моделирования / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев, А.А. Кубряков // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10–14 апреля 2017 г. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН. – Режим доступа: <u>https://elibrary.ru/item.asp?id=30062846</u>, свободный. – С. 132-133.

15. Кубряков А.А. Изменчивость биооптических характеристик Черного моря по измерениям буев Био-Арго и спутниковым данным / А.А. Кубряков, С.В. Станичный, **Е.А. Кубрякова** // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10–14 апреля 2017 г. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН. – Режим доступа: https://elibrary.ru/item.asp?id=30062843, свободный. – С. 130-131.

16. **Кубрякова Е.А.** Сезонная изменчивость концентрации фитопланктона и ее связь с интенсивностью зимнего выхолаживания в Черном море / Е.А. Кубряков, А.А. Кубряков // Процессы в геосредах. – № 3 (17). – 2018. – С. 72-73.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 4-х разделов, заключения, списка сокращений и обозначений, списка использованных источников. Объем работы составляет 179 страниц. Текст исследования иллюстрирован 61 рисунком и 5 таблицами. Библиографический список включает в себя 196 наименований, в том числе 112 на английском языке.

РАЗДЕЛ 1. ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕГО ЭКОСИСТЕМЫ

Черное море – внутреннее море бассейна Атлантического океана. Оно является сильностратифицированным бассейном. На юго-западе через пролив Босфор, который соединяет Черное море с Мраморным, в бассейн поступают высокосоленые мраморноморские воды со значениями ≈ 36 ‰. По всему периметру моря в него впадает ряд крупных рек, которые оказывают существенное влияние на водный баланс бассейна. Большая часть пресных вод поступает в северо-западный прибрежный район моря (>70 %). Сильная стратификация является одной из причин уникальной химической структуры Черного моря: существования верхнего слоя (125–225 м) [Скопинцев, 1975], насыщенного кислородом, в котором сосредоточена вся биологическая продуктивность, и анаэробного слоя – зоны высоких концентраций сероводорода и аммония.

С речным стоком в прибрежную часть в поверхностный слой бассейна поступает большое количество пресных вод, богатых биогенными элементами. Несмотря на локальность распределения таких источников соленой и пресной воды, как реки, пролив Босфор и Керченский пролив, Черное море характеризуется относительно равномерным горизонтальным распределением солености. Это связано с наличием горизонтального водообмена, который играет значительную роль в сохранении баланса соли как в каждом районе моря, так и в бассейне в целом. Кроме того, горизонтальный обмен важен для транспорта биогенных элементов из прибрежных районов моря в его центральную часть. Транспорт биогенных элементов способствует цветению фитопланктона в центре Черного моря, выступая одним из фактором, поддерживающих биологическую продуктивность в бассейне.

В центральной части моря наблюдается вертикальный подъем вод, способствующий обмену веществом между сильностратифицированными слоями вод и влияющий на протекание биогеохимических процессов. Движения вод в горизонтальной и вертикальной плоскостях неразрывно связаны друг с другом и представляют единую систему циркуляции вод в Черном море.

1.1 Водный и солевой баланс Черного моря

Водный баланс играет важную роль для Черного моря, поскольку бассейн является внутренним и обмен с океаном происходит посредством лишь узких проливов. Водный баланс оказывает влияние на вертикальное распределение солености, а, следовательно, и на плотностное расслоение водной массы. От распределения плотности с глубиной зависит как вертикальный обмен теплом и солью, так и протекание процесса зимней конвекции и циркуляции вод в целом [Иванов и др., 2011].

Водный баланс Черного моря обуславливается вкладами речных вод, осадков и испарения, нижнебосфорского (НБТ) и верхнебосфорского (ВБТ) течений, азовских вод и стоком черноморской воды через Керченский пролив. Первые оценки составляющих водного баланса были получены в конце XIX в., их оценка проводится различными авторами и по настоящее время [Иванов и др., 2011].

Речной сток является основным источником пресных вод в бассейне. Более низкие значения солености характерны для прибрежных районов, что объясняется распресняющим действием речных вод. В Черное море, общая площадь водосбора которого 1760 тыс. км², впадает порядка 1000 рек [Джаошвили, 2003]. Суммарный речной сток, оценки которого проводились в работах [Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Джаошвили, 2003; Mikhailov et al., 2008], в среднем составляет 350 км³/год. Он складывается из объемов стока четырех крупных рек: Дуная, Днестра, Днепра и Южного Буга, которые впадают на северо-западе бассейна. Основным источником питания Днестра и Днепра являются воды, поступающие в результате снеготаяния. Определяющим является сток Дуная, средний объем стока составляет 190–210 км³/год [Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Lancelot et al., 2002]. 13 % всего

речного стока приходится на юго-восточную часть бассейна и около 10 % поступает с реками Турции [Иванов и др., 2011]. Среднемноголетний максимум стока приходится на май. С июня сток уменьшается и достигает минимума в сентябре [Горячкин, 2006].

Кроме речного стока, на изменение солености черноморской воды оказывают влияние осадки и испарение. Атмосферные осадки соизмеримы с притоком вод через проливы (236 км³/год) [Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Иванов и др., 2011]. Наибольшее количество осадков выпадает над акваторией Черного моря в осенне-зимний период с сентября по февраль. Среднемноголетний максимум атмосферных осадков наблюдается в декабре. Наименьшее количество осадков выпадает в весенне-летний период, среднемноголетний минимум отмечается в мае. Потери воды на испарение примерно равны притоку воды с речным стоком (396 км³/год) [Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Иванов и др., 2011]. Наибольшие величины испарения характерны для летне-осеннего периода с июля по ноябрь, что связано с увеличением поступающей солнечной радиации и с увеличением скорости ветра в осенний период. В среднем максимум испарения отмечается в августе. Наименьшая величина испарения характерна для зимне-весеннего периода с абсолютным минимумом в апреле [Горячкин, 2006].

Через пролив Босфор в Черное море поступают высокосоленые воды Мраморного моря (≈36 ‰), а азовские воды привносят слабосоленые воды с соленостью ≈10,4–12,7 ‰ через Керченский пролив [Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Жукова и др., 2007]. Через эти проливы происходит непрерывный водообмен, который по своему характеру различен для Керченского района и района Босфора.

В Босфоре наблюдается двухслойная структура течений. НБТ (средний объем поступающих вод – 200 км³/год), обусловленное горизонтальными градиентами разноплотностных вод двух морей, приносит соленые мраморноморские воды в Черное море. Соленые воды, выходя из НБТ, распространяются в северо-западном направлении на шельфе в виде квазистационарного языка вод с соленостью свыше 20 ‰ в слое 40–100 м. На краю шельфа соленые плотные воды стекают по склону. В результате образуются горизонтальные интрузии в слое основного пикноклина (~100–300 м) [Гидрометеорологические условия ..., т. 2]. ВБТ формируется под действием динамических процессов и в результате разности водных балансов Мраморного и Черного морей. ВБТ вносит самый большой вклад в расходную часть водного баланса, вынося малосоленые черноморские воды. Средний объем вод, уходящий с ВБТ, по оценкам различных авторов, составляет около 420 км³/год.

Керченский пролив, через который происходит обмен Черного моря с Азовским, представляет собой мелководный нестратифицированный пролив. Водообмен зависит от внутригодового хода речного стока в Азовское море и ветра, действие которого обуславливает сгонно-нагонные колебания уровня на концах пролива [Горячкин, 2006]. В среднем приток через Керченский пролив составляет 50 км³/год, а расход – 30 км³/год.

1.2Циркуляция Черного моря

Воды прибрежных областей моря от вод его открытого района разделяются циклоническим Основным черноморским течением (ОЧТ), которое выступает в роли потенциального барьера – и препятствует кросс-шельфовому обмену. ОЧТ, локализованное в зоне континентального склона, циклонические круговороты в глубоководной части моря и прибрежные антициклонические вихри представляют собой традиционную схему поверхностной циркуляции бассейна (Рисунок 1.1). Схема поверхностных течений впервые была получена в [Книпович, 1933], последующие работы на основе гидрологических наблюдений [например, Богатко и др., 1979; Овчинников и др., 1990] подтвердили предложенное в работе представление о поверхностных течениях в бассейне. Такое представление о циркуляции в Черном море не дает объяснения тому, как происходит выравнивание характеристик вод вдоль изопикнических поверхностей. В [Зацепин, 2002, с. 56] отмечалось: «При контурном характере ОЧТ вся пресная вода должна была бы оставаться у берегов

и, частично перемешиваясь с нижележащей морской водой, образовывать распресненную шельфовую водную массу, отделенную от вод открытого моря одним или несколькими фронтальными разделами». В Черном море такая ситуация характерна только для устьевых районов крупных рек, в то время как для многих шельфов Мирового океана она является типичной [Федоров, 1983]. Это указывает на протекание довольно интенсивных процессов горизонтального обмена, который способствует перемешиванию распресненных прибрежных вод с более солеными водами открытого моря.



Горизонтальный обмен может осуществляться под воздействием различных процессов, среди которых можно выделить крупномасштабную ячейку циркуляции [Булгаков и др., 1984a; Зацепин и др., 2002], синоптические вихри [Ginzburg et al., 2002b; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003; Shapiro et al., 2010; Zhou et al., 2014], шельфовые волны [Stanev et al., 1999, 2002; Zatsepin et al., 2014; Ivanov et al., 2014], дрейфовые течения, апвеллинги [Sur et al., 1994; Gawarkiewicz et al., 1999; Yankovsky et al., 2004] и другие.

В работе [Булгаков и др., 1984а] отмечается, что одним из механизмов горизонтального переноса для верхнего перемешанного слоя является вертикальная ячейка циркуляции. Как известно, основной чертой Черного моря является циклоническая циркуляция вод, которая образуется в результате действия циклонической завихренности ветра. В результате циклонической завихренности вод в бассейне происходит подъем глубинных соленых вод в центре моря, который компенсируется опусканием вод на периферии – и формируется вертикальная крупномасштабная ячейка циркуляции (Рисунок 1.2) [Водяницкий, 1948; Булгаков и др., 1984а; Кубрякова и др., 2013а; Kubryakova et al., 2017]. Циклоническая завихренность ветра интенсифицируется в зимне-весенний период и ослабевает в летнеосенний [Korotaev et al., 2001; Гидрометеорологические условия ..., т. 2]. Увеличение завихренности ветра приводит к экмановской дивергенции вод и наблюдается отток вод из центра к периферии [Зацепин и др., 2002; Кубрякова и др., 2013а]. В летне-осенний период при ослаблении завихренности ветра происходит отток воды с периферии в центр моря.



Рисунок 1.2 – Схема внутреннего водообмена в Черном море: объемными стрелками обозначен рассчитанный из балансовых соотношений перенос массы в км³/год, а пунктирными – предполагаемый из свойств неразрывности, согласно [Булгаков и др., 1984а] Дополнительный вклад в вертикальную ячейку циркуляции дают потоки плавучести, формирующиеся под влиянием распресняющего действия материкового стока и поступления соленых вод Мраморного моря с нижнебосфорским течением [Штокман, 1951; Булгаков и др., 1984а, 1989; Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1; Булгаков, 1996; Korotaev, 1997; Kubryakova et al., 2017]. Вертикальная ячейка циркуляции способствует горизонтальному и вертикальному обмену солью и сохранению баланса соли в бассейне. Под термином «вертикальная ячейка циркуляции» будем понимать замкнутое движение вод во всей толще в вертикальной плоскости, которое определяется ветровым воздействием (экмановская дивергенция/конвергенция) и разницей в потоках плавучести, обусловленной распресняющим действием речного стока и поступлением соленых вод через пролив Босфор.

Вместе с тем, еще одним фактором, который может оказывать существенное влияние на горизонтальный перенос вещества является его транспорт синоптическими вихрями. Антициклоническая синоптическая активность интенсифицируется в теплый период года, играя важную роль в горизонтальном водообмене между центральной частью бассейна и его периферией. Например, в [Гинзбург и др., 2000] проведенный анализ спутниковых изображений в инфракрасном и видимом диапазонах спектра указал на широкую распространенность мезомасштабных вихревых структур в Черном море и выявил их влияние на горизонтальное перемешивание. Вихри могут захватывать пресные воды на шельфе и переносить их в глубоководную часть моря, тем самым являются одним из факторов поддержания солевого баланса в бассейне [Зацепин и др., 2002]. Также вихревой транспорт поставляет богатые биогенными элементами и другими химическими веществами воды из прибрежной зоны в центральную часть моря, что может значительно влиять на состояние экологической системы [Shapiro et al., 2010].

1.3Химическая структура вод Черного моря

Черное море является сильностратифицированным бассейном, в котором сосуществуют две отличные по химической природе системы: аэробная и анаэробная. Под аэробной зоной подразумевают эвфотический слой, в котором протекает процесс фотосинтеза, и слой оксиклина. Ниже кислородного слоя расположена субкислородная зона – переходная область, в которой происходит взаимодействие аэробной и анаэробной зон (Рисунок 1.3).



Рисунок 1.3 – Схема вертикальной биогеохимической структуры Черного моря

Аэробная зона

Эвфотический слой занимает водную массу от поверхности моря и до глубин, до которых проникает не менее 1 % коротковолновой солнечной радиации. Толщина эвфотического слоя порядка 50 м. В этой зоне активно протекают процессы, связанные с жизнедеятельностью гидробионтов, в том числе фитопланктона и зоопланктона. Главной отличительной особенностью этого слоя вод от других в Черном море является наличие высоких концентраций кислорода, необходимого для обеспечения жизнедеятельности всего живого. Помимо кислорода, аэробная зона характеризуется сезонной изменчивостью концентраций питательных веществ и органического вещества, которые поступает как с реками, так и из нижних слоев благодаря вертикальному перемешиванию. Биогенными элементами являются химические элементы, входящие в состав живых организмов и необходимые для их жизнедеятельности. К ним относятся углерод, азот, фосфор, кремний и другие элементы в различных соединениях [Алекин, 1970; Скопинцев, 1975]. Часто в качестве элемента, лимитирующего образование первичной продукции в Черном море, выделяют соединения азота, среди которых можно выделить нитраты, нитриты и аммоний. Аммоний, нитраты и нитриты участвуют в круговороте азота в морской среде: живые организмы, находящиеся в верхнем слое моря, потребляют их как источник питания; в процессе жизнедеятельности живых организмов образуется органическое вещество, которое оседает и минерализуется в эвфотической зоне. При минерализации органического вещества образуется аммоний, который в процессе нитрификации вновь переходит в нитраты. Однако не все органическое вещество минерализуется в эвфотическом слое, по примерным оценкам [Brewer et al., 1973] 10 % вещества безвозвратно оседает в анаэробную зону.

Существует несколько источников, за счет которых происходит пополнение запасов биогенных элементов в эвфотическом слое глубоководной части моря. Речной сток – один из факторов формирования гидрохимической основы биологической продукции шельфовой зоны. Биогенные вещества, поступающие с речными водами, служат источником питания для гидробионтов и влияют на биопродуктивный потенциал вод. Из [Совга и др., 2001] следует, что в речном стоке нитраты составляют 67 %, при этом 81 % от неорганических форм азота приходит с водами Дуная. Биогенные вещества, поступающие с речным стоком, могут транспортироваться в центральную часть моря под действием различным механизмов: синоптических вихрей, филаментов, аппвелингов [Sur et al., 1996; Ginzburg et al., 2002a, 2002b; Oguz et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Yankovsky et al., 2004; Tsiaras et al., 2008; Shapiro et al., 2010; Kubryakov et al., 2016]. Транспорт питательных веществ с периферии в центр бассейна в значительной степени зависит от кросс-шельфового переноса и горизонтальной вихревой адвекции. Изменчивость динамики Черного

моря является одним из ключевых факторов, которые формируют отклик экосистемы на вариативность поступления биогенных элементов. ОЧТ выступает в роли динамического барьера между водами периферии и центра моря. При ослаблении циркуляции и распаде ОЧТ происходит образование мощных антициклонических вихрей [Zatsepin et al., 2003, 2005; Kubryakov et al., 2015]. Антициклонические вихри [Oguz et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Kubryakov et al., 2016] выступают в роли одних из важнейших транспортных механизмов, обеспечивающих поступление питательных веществ в центральную часть бассейна. Еще одним важным механизмом, описанным в работах [Булгаков и др., 1984а, Зацепин 2002, Кубрякова и др., 2013а] и подробно исследованным в разделе 4 настоящей работы, является сезонная изменчивость экмановского переноса [Кубрякова и др., 2013а]. Также питательные вещества поступают в море с осадками [Вареник, 2012; Coban-Yildiz et al., 2003]. К дополнительным источникам азота в морских экосистемах относится и азотфиксация. Согласно экспериментальным измерениям, в открытых и прибрежных районах Черного моря доля автотрофной и гетеротрофной азотфиксации составляет 1–15 % от суммарного поглощения минерального азота микропланктоном [Мельникова, 1988; Кривенко, 2005; McCarthy et al., 2007].

Кроме того, вследствие преобладающей в центральной части Черного моря циклонической циркуляции происходит подъем вод, который может приводить к возникновению другого источника – поступлению глубинного аммония из анаэробной зоны. В центральной части Черного моря наблюдается подъем глубинных вод, связанный с действием циклонической завихренности ветра и различием в потоках плавучести в нижних и верхних слоях бассейна. Возможное влияние этого фактора на содержание азота в системе исследуется в данной работе. Как отмечал В.А. Водяницкий: «... Перемещение водной массы в средних частях моря из глубины к поверхности должно приводить, конечно, к поступлению на поверхность также и повышенных количеств биогенных веществ» [Водяницкий, 1948, с. 406]. Анаэробная зона Черного моря обогащена аммонием. Подъем глубинного аммония может является одним из дополнительных источников нитратов в верхних слоях. Однако, большая часть аммония может расходоваться в результате химических реакции на границе субкислородной зоны. Вблизи границы распространения сероводорода концентрация аммония уменьшается до 2 % его максимальной величины на глубине 30 м над границей анаэробной зоны в результате микробиологического окисления [Еремеев и др., 2001]. Выше субкислородной зоны в процессе нитрификации аммоний может переходить в нитраты (через промежуточную стадию – образование нитритов).

Ниже эвфотического слоя располагается оксиклин (верхний нитроклин), который охватывает 20–30 м водного столба. 90 % оседающего органического вещества минерализуется внутри эвфотического слоя, а также в слое оксиклина. В циклонических регионах концентрация нитратов увеличивается в слое оксиклина до 8 ммоль/м³ на 70–80 м. Примерно 10 % взвешенного органического вещества оседает в анаэробной зоне моря, которая занимает водный столб ниже 100 м внутренней части моря и 200 м на шельфе.

В [Скопинцев, 1975] указывается, что при изучении пространственного распределения кислорода в Черном море было установлено: толщина кислородной зоны различна для разных областей акватории моря. «Она наименьшая (около 125 м) в центральных областях обеих половин моря, к периферии моря возрастает, достигая 200–225 м вблизи береговой полосы; возрастает она и на линии, разделяющей западную и восточную циркуляции вод» [Скопинцев, 1975, с. 110]. Ниже аэробной зоны располагается субкислородный слой, в котором протекают окислительно-восстановительные процессы.

Субкислородная зона

Субкислородная зона представляет собой переходную область между кислородными и бескислородными водами. Структура субкислородного слоя исследовалась в ряде работ по данным контактных измерений [Murray et al., 1989; Oguz, 2000; Konovalov et al., 2001]. Согласно современным данным субкислородная зона характеризуется наличием слоев с различающимся химическим, биологическим и микробиологическим составом [Безбородов и др., 1993], а также отсутствием, как мощного восстановителя – сероводорода, так и мощного окислителя – кислорода [Yakushev et al., 2007]. Под отсутствием подразумевается очень малый вертикальный поток кислорода, который не может компенсировать восходящий поток сероводорода [Кубрякова и др., 2013b]. Субкислородная зона находится под главным пикноклином. Ее толщина почти постоянна как в центральных, так и в прибрежных областях моря и составляет по разным оценкам около 30–50 м [Oguz et al., 2000; Якушев и др., 2002]. Как было показано в ряде работ, основными процессами, протекающими в переходной области, являются окислительно-восстановительные реакции на основе цикла марганца [Oguz et al., 2000; Якушев, 2002b] и железа [Konovalov et al., 2006].

Цикл марганца связан с фазовым переходом и формированием тяжелых частиц взвеси, которые ускоряют перенос этого окислителя в нижележащие слои [Якушев, 2002], и включает в себя реакции окисления растворенного марганца нитратами в субкислородной зоне (1.1), окисления аммония оксидом марганца (IV) (1.2), восстановление оксида марганца (IV) сульфидами с последующим образованием карбоната марганца в верхних слоях анаэробной зоны (1.3–1.4). В глубоководных слоях происходит растворение карбоната марганца и образование его сульфида (1.5–1.6).

$$2NO_{3}^{-} + 5Mn^{2+} + 4H_{2}O \rightarrow N_{2} + 5MnO_{2} + 8H^{+}, \qquad (1.1)$$

$$2NH_4^+ + 3MnO_2 + 4H^+ \to N_2 + 3Mn^{2+} + 6H_2O \tag{1.2}$$

$$MnO_2 + HS^- + 3H^+ \to Mn^{2+} + S^0 + H_2O,$$
 (1.3)

$$MnO_2 + HS^- + HCO_3^- + 2H^+ \to MnCO_3 + S^0 + H_2O,$$
 (1.4)

$$MnCO_3 \to Mn^{2+} + CO_3^{2-},$$
 (1.5)

$$Mn^{2+} + 2HS^{-} \rightarrow MnS_2 + H_2. \tag{1.6}$$

В [Madison et al., 2013; Schippers et al., 2005] авторы упоминают о потенциальной возможности протекания этих процессов, но подчеркивают, что окисление растворенного марганца нитратами не было подтверждено. Цикл железа описывается следующими процессами: окисление железа (II) взвешенным оксидом марганца (IV) (1.7); восстановление гидроксида железа (III) сульфидом до растворенного железа (II), протекающее в верхних слоях анаэробной зоны (1.8); реакция образования пирита при взаимодействии растворенного железа (II) с сероводородом (1.9) [Konovalov et al., 2004].

$$2Fe^{2+} + MnO_2 + 4H_2O \to 2Fe(OH)_3 + Mn^{2+} + 2H^+, \qquad (1.7)$$

$$8Fe(OH)_3 + HS^- + 15H^+ \to 8Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 20H_2O, \qquad (1.8)$$

$$Fe^{2+} + 2HS^{-} \rightarrow FeS_2 + H_2. \tag{1.9}$$

Анаэробная зона

Анаэробная зона заполнена большим объемом сероводорода и аммония, кроме того, характеризуется полным отсутствием кислорода.

Возникновение анаэробной зоны, в основном, исследователи связывают с последним прорывом средиземноморских вод через Босфор [Безбородов и др., 1993]. До этого времени Черное море (Новоевксинское озеро) представляло собой пресноводный водоем с нормальным кислородным режимом наддонной воды и не имело сероводорода даже в осадках.

Поступление более плотных средиземноморских вод океанской солености привело к постепенному осолонению воды Черного моря и иловых вод осадков. В эвфотический слой поднимались глубинные воды, богатые биогенными элементами, что повлекло за собой значительное увеличение биологической продуктивности бассейна и содержания органического вещества в осадках. Существование постоянного пикноклина ограничивает глубину конвекции, а значит и вертикальный поток кислорода из верхнего слоя в слой, расположенный под основным пикноклином. Потребление кислорода на окисление органического вещества, интенсивность образования которого превышает величину потока кислорода, приводит к тому, что сульфаты начинают играть роль окислителя и донора кислорода, однако одним из продуктов такого процесса является сероводород. Начало появления сероводорода в осадках и придонной среде датируется временем 7000–8000 лет тому назад.

Таким образом, появление анаэробной зоны и дальнейшее ее развитие вызваны проникновением в Черное море соленых и плотных средиземноморских вод, мощным развитием биологической продуктивности и возникновением резкого скачка плотности, ограничившего поступление кислорода в глубинные воды, где он быстро расходовался на окисление огромного количества оседающего органического вещества [Безбородов и др., 1993].

1.4 Математическое моделирование состояния морских экосистем

1.4.1 Классификация математических моделей морских экосистем

Мировой океан в целом может рассматриваться как единая система, в которой на различных пространственно-временных масштабах осуществляются связи между живыми и неживыми компонентами. В зависимости от целей моделирования можно выделять части этой единой системы. В данной работе рассматривается экосистема глубоководной части Черного моря. Под понятием морской экосистемы принято понимать единый природный комплекс, образованный живыми организмами и средой их обитания [Беляев, 1987; Безматерных, 2009].

Математические описания экологических систем можно классифицировать по ряду признаков: по цели моделирования, по способу реализации модели, по способу представления пространственной структуры в модели, по лимитирующему биогенному элементу, участвующему в биогеохимических процессах.

В соответствии с <u>целями моделирования</u> можно выделить *имитационные* и *качественные модели*. Целью построения имитационных моделей является максимальное приближение модели к конкретному (чаще всего уникальному) экологическому объекту и достижение максимальной точности его описания. Имитационные модели претендуют на выполнение как объяснительных, так и прогнозных функций, хотя выполнение первых для больших и сложных имитаций проблематично. Для выявления общих экологических закономерностей применяют качественные модели, ограничиваясь вводом наиболее существенных переменных. Например, широко известная модель конкуренции Лотки–Вольтерры позволяет указать условия взаимного сосуществования видов в рамках различных сообществ. Согласно [Смит, 1976] ученые выделяют «биологические модели», которые являются промежуточным объектом между математическими моделями и реальными экосистемами. Биологические модели представляют собой воссоздаваемые в лабораторных условиях настоящие экосистемы и призваны дополнять математические модели.

<u>По способу реализации</u> модели подразделяют на *детерминистические*, *стохастические* и *комбинированные*. В детерминистических моделях переменные связаны функциональными зависимостями и допускают бесконечно большое количество компонентов, не учитывая случайных колебаний в среде и во времени. Стохастические модели используют статистические зависимости и менее удобны с точки зрения интерпретации результатов [Айзатуллин и др., 1977]. В стохастико-детерминистических моделях задачи исследования сначала решаются с использованием функциональных связей, а на втором этапе – с помощью законов статистики изучается изменчивость параметров среды и исследуется ее реакция на произошедшие изменения.

<u>По типу элемента лимитанта</u> – одного из биогенных элементов – математические модели экосистемы бывают построены на основе цикла азота, фосфора, реже кремния.

<u>По способу представления</u> пространственной структуры математические модели делят на три группы: *интегральные, резервуарные (боксовые)* и *непрерывные* (с распределенными параметрами).

В интегральной модели проводится интегрирование характеристик по всему рассматриваемому объему. В боксовой модели исследуемая область водного объекта разбивается на определенное количество боксов, для каждого из которых ис-

пользуется средняя по боксу концентрация вещества и строится интегральная модель. Результатом решения непрерывной модели является поле распределения вещества.

Все эти модели представляют собой систему дифференциальных уравнений термогидродинамики и уравнений для описания изучаемых веществ по аналогии с уравнениями переноса тепла и соли. Отличительной особенностью биогеохимических уравнений является наличие в их правых частях членов, описывающих источники/стоки биогеохимических параметров. При решении задач, направленных на описания распределения химических и биологических веществ, в качестве входных параметров в уравнения переноса этих веществ используют рассчитанные по системе уравнений термогидродинамики поля распределения скоростей течения, температуры, солености, коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентности. Таким образом, получают возможность изучать биогеохимические процессы и массоперенос совместно [Айзатуллин, 1974].

Выбор типа модели проводят, исходя из поставленных задач. Часто при исследовании конкретных процессов в морских экосистемах предпочтение отдают интегральным и боксовым моделям.

1.4.2 Обзор моделей экосистемы Черного моря

В Черном море проводились многочисленные морские экспедиции, однако по-прежнему остаются открытыми вопросы трансформации и перераспределения геохимических элементов. Закономерности химических и биохимических процессов в настоящее время изучаются при помощи моделей морских экологических систем, построенных на основе описания круговорота одного или нескольких биогенных элементов. В [Oguz et al., 1996; Gregoire et al., 2003] экосистема основана на круговороте азота, в [Добрынский и др., 1993] – фосфора, а в [Konovalov et al., 2006] – на основе углерода. Биогенные элементы играют очень важную роль в морских экологических системах, поскольку выступают лимитирующими факторами

для продукционных процессов. Для Черного моря в качестве такого элемента часто принимается азот. В морской среде азот присутствует в виде растворенных ионов $[NH_4]^+$, $[NO_2]^-$, $[NO_3]^-$, в составе растворенного и дисперсно-взвешенного органического вещества. Основными химико-биологическими процессами, которые рассматриваются в экосистемах, являются:

– образование первичной продукции при фотосинтезе;

– питание живых организмов, их жизнедеятельность;

– образование взвешенного (ВОВ) и растворенного органического вещества
 (РОВ) как продуктов жизнедеятельности;

– минерализация органического вещества и регенерация биогенных элементов;

– нитрификация и денитрификация [Скопинцев, 1975];

– для Черного моря существенным является рассмотрение окислительно-восстановительных реакций в субкислородной зоне, поскольку именно в переходной области происходит окисление восходящих потоков аммония и сероводорода [Tebo, 1991; Murray et al., 1995; Jensen et al., 2008].

Из-за ограниченного количества контактных измерений исследование структуры субкислородной зоны по натурным данным затруднительно. В настоящее время для изучения окислительно-восстановительных процессов, обеспечивающих стабильность гидрохимической структуры переходной области, используются математические модели различного уровня сложности, среди которых можно выделить следующие.

Работы по моделированию динамики экосистемы Черного моря начались в работах [Беляев, 1987; Виноградов, 1989; Беляев и др., 1991; Lyubartseva et al., 1997; Shushkina et al., 1997]. В [Oguz et al., 1996; Staneva et al., 1998; Gregoire et al., 2003, 2004а] проводилось изучение черноморской экосистемы на основе 5-компонентных моделей. В [Lebedeva et al., 1994; Oguz et al., 2001а] описана сезонная изменчивость планктонных видов. Промежуточные окислительно-восстановительные реакции переходной области были предложены в [Миггау et al., 1995]. Динамика субкислородной зоны исследовалась в [Oguz et al., 2000]. Функционирование эко-

системы, представленной в этих работах, осуществляется на основе одного лимитирующего элемента – азота. Одномерная физико-биогеохимическая модель глубоководной части Черного моря [Oguz et al., 1996] была расширена в [Oguz, 1998, 1999] за счет включения в нее двух основных групп фитопланктона (диатомовые и флагелляты) и двух групп зоопланктона (микро и мезозоопланктон). Позже в [Oguz et al., 2000] модель, охватывающая верхний 150-метровый слой моря, была дополнена такими видами как медуза Aurelia aurita, гребневик Mnemiopsis leidyiu и динофлагеллята Noctiluca scintillans. В модели учитываются биологические процессы, параметризируются азотный и окислительно-восстановительный циклы. В [Oguz et al., 2000] автор предложил модель, в которой процессы, протекающие в субкислородной зоне, базируются на реакциях с участием растворенного и взвешенного марганца. Модель основана на гипотезе: анаэробное окисление сероводорода и трансформации азота являются основными механизмами, контролирующими химическую структуру вод между субкислородной и анаэробной зонами. Основываясь на работе [Murray, 1995, 1999], в [Oguz et al., 2000] было предложено окисление восходящих потоков сероводорода и аммония соединениями Mn (III, IV) и Fe (III) и уменьшение нисходящего потока нитратов за счет потерь на окисление растворенного Mn и аммония. Согласно [Tebo, 1991, 1998; Francis et al., 1999] окисление Mn (II) и восстановление Mn (IV) протекают микробиологическим путем, но кроме того, может протекать и химическое восстановление Mn (IV).

Сезонная эволюция эвфотической зоны изучалась в работе [Любарцева и др., 2000]. Моделирование экосистемы сероводородной зоны, начатое в [Беляев и др., 1991; Lyubartseva et al., 1997], проводилось в работе [Совга, 2002], в которой была разработана математическая геохимическая модель экосистемы сероводородной зоны на основе химической и микробиологической схемы трансформации форм серы.

В одномерной модели [Якушев, 2002] количественно оцениваются процессы, оказывающие влияние на особенности тонкой гидрохимической структуры зоны

контакта кислородных и сероводородных вод Черного моря. Параметризация химико-биологических процессов приводится на основе марганцевого цикла, рассматривается вертикальный столб от 75 м до 125 м.

В одномерной изопикнической модели [Konovalov et al., 2006], физические поля которой предполагаются стационарными, рассматриваются процессы, контролирующие окислительно-восстановительный баланс кислородных и бескислородных вод Черного моря. Окислительно-восстановительный цикл протекает за счет реакций с участием растворенных и взвешенных форм марганца и железа. Биологические компоненты представлены растворенным и взвешенным органическим веществом.

В [Gregoire et al., 2010], где описана вся водная толща бассейна, включая пелагиаль, исследовались изменения в экосистеме Черного моря в результате эвтрофикации и особое внимание было сфокусировано на изучении биогеохимических процессов в анаэробной зоне.

Кроме одномерных применяются трехмерные модели для изучения биогеохимических процессов в Черном море. На основе трехмерной модели в [Дорофеев и др., 2012] была восстановлена изменчивость экосистемы Черного моря на протяжении последних трех десятков лет с 1971 по 2001 гг.; в [Дорофеев, 2009] рассматривался период с 1992 по 2001 гг. и исследовалось влияние условий потепления в этот период на интенсивность весеннего цветения фитопланктона. В [Gregoire et al., 2003] в рамках трехмерной модели рассматриваются процессы обмена между водами шельфа, континентального склона и центральной части Черного моря и оценивается баланс азота на шельфе и в районе континентального склона. Однако, в модели [Gregoire et al., 2003] описываются процессы в эвфотическом слое, не затрагивая процессы, протекающие в субкислородной зоне.

При моделировании черноморской экосистемы в рамках трехмерной модели [Дорофеев и др., 2012] упоминалось, что возможным источником нитратов в слое их максимума может выступать аммоний, которым очень богата анаэробная зона. Проводить соответствующие исследования в рамках трехмерной модели представляется достаточно сложным, т.к. модели такого уровня требуют параметризации

большого числа процессов. Чтобы оценить вклад восходящих потоков аммония на поддержание баланса азота и сравнить его с потоком азота в результате горизонтального переноса, в данной работе предлагается боксовая физико-биогеохимическая модель Черного моря.

1.4.3 Влияние биогенных элементов на рост фитопланктона

Морская среда содержит все необходимые элементы для развития органической жизни и прежде всего для питания и роста планктона [Яблонская и др., 1979]. Одним из основных факторов развития жизни в водоеме является первичная продукция, которая при наличии других благоприятных условиях обеспечивает рост различных гидробионтов, а ее характер обуславливает качественный состав морских организмов.

Органическое вещество в Мировом океане на 95 % состоит из шести основных элементов: углерода, водорода, азота, кислорода, фосфора и серы [Moore et al., 2013]. Все элементы в этом ряду, кроме фосфора и азота, находятся в морской воде в количествах, которые превышают потребность в них фитопланктона. Диатомовые водоросли нуждаются в кремнии, содержание которого в морской воде по сравнению с потребностью сообщества фитопланктона может быть недостаточным. Таким образом, кремний, азот и фосфор объединяются в группу основных биогенных элементов [Кивва, 2016].

Циклы углерода, фосфора, азота и некоторых других элементов в морской среде связаны между собой потреблением автотрофными организмами и последующей минерализацией органического вещества – продукционно-деструкционными процессами [Сапожников и др., 2015]. К процессам, ответственным за круговорот веществ, относятся, например, химико-биологические, окислительно-восстановительные, гидрофизические процессы адвекции и турбулентности. Для биогенных элементов в взвешенной форме также имеют значение процессы пассивного оседания [Якушев, 2002а]. Большая часть биогенных элементов присутствует в морской
среде в достаточном количестве. Исключения составляют азот и фосфор, запасы которых в периоды цветения фитопланктона могут оказаться либо полностью истощены в слое фотосинтеза, либо могут уменьшиться до малых величин, при которых интенсивность потребления этих элементов из воды живыми организмами резко падает, что приводит к ограничению роста биомассы фитопланктона.

Для Черного моря одним из лимитирующих биогенных элементов считается азот. Азот в воде представлен тремя неорганическими формами: аммонием, нитратами и нитритами. Поэтому при моделировании лимитирования соединениями азота необходимо описывать лимитирование каждой из форм неорганического азота, которые есть в воде. Эти вещества участвуют в круговороте азота в морской среде: живые организмы, находящиеся в верхнем слое моря, потребляют их как источник питания; в процессе жизнедеятельности живых организмов образуется органическое вещество, которое оседает и минерализуется в эвфотической зоне. При минерализации органического вещества образуется аммоний, который в процессе нитрификации вновь переходит в нитраты и способствует пополнению их запасов в слое максимума [Kubryakova et al., 2016]. Нитрификация – микробиологический процесс, протекающий в две стадии. Первая стадия – окисление аммония до нитритов, и вторая – окисление нитритов до нитратов. Интенсивность процесса нитрификации определяется температурой воды, концентрацией кислорода в ней и содержанием аммония. Процесс обратный нитрификации – денитрификация – протекает в морской среде при дефиците кислорода и происходит за счет кислорода нитратов [Скопинцев, 1975]; интенсивность зависит от температуры воды. Под действием зимней конвекции нитраты вовлекаются в эвфотический слой, где вновь потребляются фитопланктоном.

В Черном море обмен между поверхностными и глубинными водами затруднен. Это обусловлено квази-двуслойной гидрофизической структурой вод и существованием постоянного халоклина [Изменчивость ..., 1984], который формируется в слое, подстилающем зону фотосинтеза. Существование постоянного халоклина приводит к тому, что ежегодное обновление вод в Черном море за счет сезонного вертикального перемешивания происходит лишь до глубин 60–80 м, где

37

формируется ХПС. Основным механизмом переноса свойств между ХПС и халоклином является турбулентный обмен, который существенно ограничен плотностной стратификацией [Дебольская и др., 2007]. Отсутствие поступления кислорода в глубинные воды способствует формированию уникальной химической структуры вод, которая характеризуется верхним приблизительно 150-м слоем с окислительными условиями среды, и нижней, занимающей ~ 80 % объема моря, восстановительной зоной. Это приводит к тому, что в отличие от других районов океана, где нитраты как основная форма минерального азота сосредоточены в промежуточных и глубинных водах, в Черном море они находятся в пределах аэробной зоны, в основном, в слое постоянного пикноклина [Еремеев и др., 2001; Виноградов и др., 1992]. Основная же часть неорганического азота находится в расположенных глубже анаэробных водах в виде аммония. В моделях на основе азота в основном используется параметризация потребления азота по [Wroblewski, 1977], которая применялась в модели М. Фэшема [Fasham et al., 1990] и в последующих работах других авторов. Упомянутая параметризация позволяет учесть известный из наблюдений эффект предпочтения потребления клетками аммония по сравнению с нитратами [Якушев, 2002а].

1.4.4 Физические факторы, влияющие на образование первичной продукции

Важным моментом в построении модели является учет влияния гидрологических и абиотических факторов на функционирование экосистемы и закономерности их изменения.

Первичная продукция создается, в основном, планктонными видами [Carol et al., 1997], поэтому в большинстве моделей морских экосистем биологический блок представлен планктонными водорослями. Образование органического вещества происходит из неорганических соединений (например, аммоний, нитраты, фосфаты) в процессе фотосинтеза, который во многом определяется как абиотическими, так и биотическими факторами: условиями освещенности, температурой

воды, обеспеченностью биогенными элементами. Органическое вещество включает в себя взвешенную (детрит, ВОВ) и растворенную (РОВ) фракции.

Питание живых организмов различно для разных трофоэкологических групп и определяется их рационами. Траты на обмен зависят от температуры водной среды. Траты на жизнедеятельность происходят в результате дыхания и смертности. Смертность может быть вызвана естественными процессами старения, а также неблагоприятными условиями (резкая смена температуры или солености воды, воздействие загрязняющих веществ и т.п.). В процессе жизнедеятельности живых организмов образуется детрит, который является важным элементом в трофической цепи экосистемы и имеет отличную от нуля скорость оседания. РОВ при активном участии бактерий подвергается минерализации, в результате чего происходит переход биогенных элементов из растворенной органической формы в растворенную неорганическую. Интенсивность процесса регенерации биогенных элементов зависит от концентрации кислорода в воде, от температуры, биомассы бактерий.

Суммарная продукция морской экосистемы определяется величиной продукции на первом трофическом уровне, поэтому важно знать, какие факторы на нее влияют. К этим факторам относятся: освещенность поверхностного слоя вод; температура воды; поступление питательных веществ в верхний слой; скорость потребления биогенов [Безруков, 2006].

Влияние освещенности

Освещенность поверхностного слоя воды определяет интенсивность процесса фотосинтеза. При слабой освещенности величина интенсивности фотосинтеза определяется фотохимическими реакциями, скорости которых зависят от количества световой энергии [Якушев, 2002а]. В воде интенсивность света быстро уменьшается с глубиной – зона первичного продуцирования ограничивается верхними несколькими десятками метров [Безруков, 2006]. При усилении интенсивности света скорость роста увеличивается, но возрастание скорости роста постепенно замедляется и достигает некоторой постоянной величины. «Таким образом, в условиях светового насыщения интенсивность биосинтеза определяется скоростью ферментативных реакций и не возрастает при усилении света, а управляется другими факторами среды (концентрацией биогенных элементов, температурой и пр.). При дальнейшем значительном увеличении освещенности интенсивность фотосинтеза начинает снижаться из-за обесцвечивания хлорофилла» [Якушев, 2002а, с. 30].

«Согласно исследованиям 3.3. Финенко (1982) до определенного уровня интенсивности освещенности рост водорослей также определяется и длительностью освещения. Прирост численности и биомассы пропорционален количеству поглощенного света – произведению интенсивности на время освещения» [Якушев, 2002a, c. 34].

Влияние температуры воды

При одинаковой интенсивности света максимальная скорость фотосинтеза достигается каждым видом водорослей лишь в определенном интервале температуры. Повышение/понижение температуры относительно этого оптимального интервала приводит к уменьшению продукции фотосинтеза. Температура верхнего слоя воды, в котором сконцентрированы живые организмы и где протекает фотосинтез, может значительно меняться в зависимости от сезонного прогрева/охлаждения – наблюдается сезонная изменчивость первичной продукции. Максимальная скорость фотосинтеза у различных видов водорослей отмечается примерно при 20 °C [Безруков, 2006].

Влияние солености

Соленость считается одним из важных экологических факторов. Эксперименты [Финенко, 1976] показывают, что водоросли из Черного и Красного морей растут при солености от 5 до 35 ‰. Скорость деления диатомовых и пирофитовых водорослей изменяется в целом одинаково: она достигает низких значений при солености 5–10 ‰ и быстро увеличивается в интервале 10–16 ‰ у черноморских видов. Оптимум роста видов наблюдается при солености места обитания. На основании этого можно утверждать, что водоросли в культурах в течение длительного времени сохраняют особенности природных популяций к соленовыносливости. В моделях морских биоакваценозов влияние изменений солености на интенсивность продукционных процессов не учитывается [Якушев, 2002а, с. 30].

Влияние турбулентности

Турбулентные процессы перемешивают как само фитопланктонное сообщество, так и вещества, которые участвуют в образовании первичной продукции. Турбулентность прямо или косвенно влияет практически на все процессы, протекающие в водной среде, поэтому ее воздействие на фотосинтез может сопровождаться целым рядом явлений, способных как усиливать, так и ослаблять этот процесс:

- мелкомасштабная турбулентность может усиливать приток питательных веществ к клетке и отвод от нее продуктов метаболизма в результате усиления обмена между зоной питания клетки и окружающей средой;

- крупномасштабная турбулентность приводит к перемешиванию клеток фитопланктона, в результате которого происходит перераспределение водорослей и биогенных элементов в пределах водоема и отдельных слоев. Турбулентность способствует переносу клеток фитопланктона через богатые биогенными элементами слои и их выносу в освещенные и затемненные слои, что влияет на процесс фотосинтеза [Беляев, 1987].

Выводы к Разделу 1

В настоящем разделе проведен обзор литературных источников, в которых описано современное состояние изученности проблемы, особенности объекта исследования и процессы, которые необходимо учитывать при решении поставленных в работе задач. В частности, отмечено:

Черное море является уникальным внутренним бассейном Атлантического океана с сильной халинной стратификацией. В бассейне прослеживается четкое пространственное распределение солености: высокие поверхностные значения в глубоководной части в результате интенсивного вертикального подъема вод и распресненные поверхностные районы периферии за счет мощного речного стока.

• Плотностная стратификация в бассейне препятствует вертикальному перемешиванию вод, в результате чего затрудняется поступление кислорода и других геохимических элементов из вышележащих слоев в нижележащие. На этом фоне начинает играть важную роль горизонтальный обмен веществом между центральной глубоководной частью моря и его периферией. Горизонтальный обмен веществом осуществляется под воздействием нескольких процессов, среди которых можно выделить крупномасштабную ячейку циркуляции, перенос синоптическими вихрями, активность которых интенсифицируется в летний период [Kubryakov et al., 2015].

• Биологические процессы протекают в верхнем 150-метровом слое моря – слое, насыщенном кислородом. Оставшуюся часть моря занимает анаэробная зона, насыщенная сероводородом и аммонием. Одной из особенностей Черного моря является наличие субкислородной зоны, в которой происходит окисление сероводорода и аммония, поднимающихся из анаэробной зоны. На ряду с контактными измерениями эффективным способом изучения процессов в субкислородной зоне является математическое моделирование.

При моделировании функционирования экосистемы необходимо учитывать влияния гидрологических и абиотических факторов и закономерности их изменения. Температура воды оказывает влияние на величины скорости реакций фотосинтеза, регенерации биогенных элементов; также значительное влияние оказывает освещенность, определяющая глубины вод, в которых может протекать процесс фотосинтеза. В меньшей степени влияние оказывает соленость вод.

В Черном море проводились многочисленные научные экспедиции, однако по-прежнему остаются открытыми вопросы трансформации и перераспределения биохимических элементов. Закономерности химических и биохимических процессов в настоящее время изучаются при помощи моделей морских экологических систем, построенных на основе описания круговорота соединений азота. Развитие моделирования морских экосистем Черного моря началось с конца 1980-х гг. и в дальнейшем проводилось на основе 5-компонентных моделей в [Oguz et al., 1996; Staneva et al., 1998]. В настоящее время для Черного моря созданы модели различного уровня сложности. Проведенный обзор и анализ литературных источников показал, что в настоящее время недостаточно исследованы процессы горизонтального и вертикального массообмена в Черном море, которые обусловлены действием вертикальной циркуляции, и их влияние на функционирование черноморской экосистемы.

РАЗДЕЛ 2. ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Одним из основных инструментов исследования состояния и эволюции морских экосистем является математическое моделирование, поскольку оно дает возможность, во-первых, имитировать процессы, которые нельзя непосредственно наблюдать, а во-вторых, выявить механизмы взаимодействия между различными элементами морской среды. При этом требуется построение интегрированных математических моделей, представляющих собой синтез гидродинамической модели, описывающей структуру и изменчивость гидрофизических полей, и химико-биологической модели, описывающей трансформацию основных компонент морской среды [Шапиро и др., 1997; Кубряков, 2014]. Часто наиболее важные характеристики изучаемых процессов можно выявить с помощью более простых, приближенных, моделей, в частности – моделей меньшей размерности. Особенно это становится важным при моделировании биогеохимических процессов, поскольку экологические модели требуют большого количества параметризаций.

В данном разделе проводилось усовершенствование одномерной гидродинамической модели путем учета в ней вертикальной скорости. Цель – воспроизведение характерных особенностей стратификации бассейна и сохранение периодического решения при долгосрочном расчете.

2.1 Параметризация вертикальной скорости

В рамках одномерной модели без дополнительных параметризаций или предположений невозможно рассчитать вертикальную скорость, а, следовательно, и учесть влияние вертикальных движений на динамику верхнего слоя. Вместе с тем, важность учета этого фактора в одномерных моделях заключается в следующем:

– во-первых, как было показано в [Turner, 1969; Denman, 1973], без учета вертикальной скорости в одномерных моделях происходит постепенное заглубление перемешанного слоя вследствие постоянного перемешивания под действием ветра; энергия турбулентности переходит в потенциальную энергию, и потенциальная энергия такой системы непрерывно возрастает;

 во-вторых, вертикальная скорость оказывает значительное влияние на эволюцию термохалинной структуры моря.

Начиная с работы В.А. Водяницкого, оценка вертикальной скорости подъема вод в центральной части Черного моря проводилась из принципа общего баланса солей [Водяницкий, 1948; Скопинцев и др., 1958] или кислорода [Добржанская, 1959]. В последующих работах «она рассчитывалась по уравнению неразрывности с использованием данных измерений [Джиганшин и др., 1976] или геострофических течений [Гидрометеорология ..., т. 4, вып. 1], с помощью гидродинамических [Демышев и др., 2006] и физических [Самодуров и др., 2006] моделей» [Иванов и др., 2012, с. 109].

Как известно из выше перечисленных работ, в центральной части Черного моря вертикальная скорость преимущественно направлена вверх вследствие циклонического движения ОЧТ, на нижней границе пикноклина она меняется незначительно [Кубрякова и др., 2013a; Kubryakova et al., 2017]; оценки вертикальной скорости подъема вод в центральной части бассейна варьируются от 0,1·10⁻⁴ см/с до 10·10⁻⁴ см/с [Иванов и др., 2012]. В настоящей работе для разработки параметризации были выбраны работы [Демышев и др., 2006; Кныш и др., 2008с], в которых вертикальная скорость восстанавливалась путем периодической ассимиляции в трехмерной гидродинамической модели климатических данных по температуре и солености. Используемая в этих работах методика позволила получить непрерывный годовой ход вертикальной циркуляции, гидродинамически согласованной с горизонтальными течениями и термохалинными полями. На основе существующих представлений, а также данных о сезонной изменчивости вертикальной скорости, полученной по результатам реконструкции климатических полей течений Черного моря [Демышев и др., 2006; Кныш и др., 2008с], предлагается следующая параметризация вертикальной скорости в центральной части Черного моря:

$$W = W_{\infty} + (W_E - W_{\infty}) e^{-\left(\frac{z}{h_T}\right)^2} - W_E e^{-\frac{z}{h_E}},$$
(2.1)

где W_{∞} – вертикальная составляющая скорости на нижней границе пикноклина, м/с; W_E – экмановская скорость, м/с;

 $h_T = 100$ м – глубина термоклина;

 $h_E = 10$ м – толщина слоя Экмана;

z – вертикальная координата, направленная вверх.

Первое слагаемое формулы (2.1), задающее составляющую вертикальной скорости на нижней границе главного пикноклина, и второе слагаемое, описывающее распределение скорости в пикноклине, обусловлены формированием ячейки циркуляции в вертикальной плоскости [Булгаков и др., 1984b; Whitehead et al., 1998; Ivanov et al., 2001]. Слагаемые, пропорциональные W_E , описывают движение жидкости под действием ветра в экмановском слое трения (так называемая «экмановская накачка») [Кубрякова и др., 2013а].

Параметры W_{∞} и W_E были подобраны на основе результатов расчетов по трехмерной модели [Демышев и др., 2004; Кныш и др., 2008с]. Согласно этим расчетам, максимальное значение вертикальной скорости наблюдается в зимний период на глубине 25–30 м, а минимальное – летом. Изменчивость во времени экмановской скорости и скорости на нижней границе пикноклина задавалась следующим образом:

$$W_E(t) = 2,57 \cdot 10^{-7} + 2,27 \cdot 10^{-7} \sin\left(2\pi \frac{345 - t}{365} + \frac{\pi}{2}\right),$$
(2.2)

$$W_{\infty}(t) = -W_E(t) \frac{e^{-\left(\frac{H}{h_T}\right)^2} - e^{-\frac{H}{h_E}}}{1 - e^{-\left(\frac{H}{h_T}\right)^2}} + 0.6 \cdot 10^{-8},$$

где *Н* – нижняя граница пикноклина.

Согласно предложенной параметризации, максимум вертикальной скорости достигается на глубине 30 м и равен $4,5 \cdot 10^{-7}$ м/с в зимний период, когда ОЧТ наиболее интенсивно; минимальное значение вертикальной скорости, близкое к нулю по всей глубине, наблюдается в летний период (Рисунок 2.1, *a*).



Рисунок 2.1: *а* – зимний (сплошная линия) и летний (пунктирная) профили вертикальной скорости, полученные согласно параметризации; *б* – профиль осредненной за 1993–2012 гг. вертикальной скорости внутри области, ограниченной изобатой 1000 м по данным реанализа, выполненного на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в численной модели циркуляции Черного моря [Дорофеев и др., 2016]

Полученные профили вертикальной скорости (Рисунок 2.1, *a*) согласуются с профилем по результатам реанализа, выполненного на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в численной модели циркуляции Черного моря [Дорофеев и др., 2016] (Рисунок 2.1, *б*). В обоих случаях максимум вертикальной скорости наблюдается в слое 25–30 м и согласуется по порядку величин. Ниже 30 м значения вертикальной скорости убывают. Полученные профили также хорошо согласуются с данными реанализа [Кныш и др., 2008с], выполненного на основе численной нелинейной модели для Черного моря с ассимиляцией климатических гидрологических данных.

2.2 Одномерная гидродинамическая модель

Одномерная гидродинамическая модель построена на основе одномерной версии модели океанической циркуляции *POM* [Mellor, 2001]. В работе [Oguz et al., 1996] подобная версия была адаптирована для Черного моря, однако она не учитывала влияния вертикальных движений на динамику верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Без учета вертикальной скорости толщина ВКС непрерывно растет, что приводит к проникновению зимней конвекции до дна бассейна [Denman, 1973; Кубрякова и др., 2011, 2013а]. Для получения устойчивого периодического решения необходимо включить механизм поддержания плотностной стратификации. Этим механизмом для верхнего перемешанного слоя является перенос более плотных вод к центру бассейна и их последующий подъем к поверхности в результате действия вертикальной ячейки циркуляции. Поднятая на поверхность соленая вода опускается на периферии, где происходит ее распреснение речными водами, и в дальнейшем возвращается к центру бассейна. Это приводит к сохранению среднего значения поверхностной солености в центральной части моря.

Солевой баланс Черного моря обусловлен испарением, осадками, стоком рек, и водообменом с Азовским морем через Керченский пролив и с Мраморным морем через пролив Босфор. В одномерной модели сток рек и водообмен не описываются, однако с целью их учета в расчетах введен дополнительный отрицательный поток соли *П* с максимумом в мае и минимумом в сентябре.

Для того, чтобы учесть влияние вертикальных движений, в одномерную гидродинамическую модель добавлены слагаемые с вертикальной составляющей скорости течений. После учета этих слагаемых система уравнений имеет следующий вид:

– уравнение переноса турбулентной кинетической энергии

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l}, \quad (2.3)$$

– уравнение переноса масштаба турбулентности

$$\frac{\partial q^2 l}{\partial t} + W \frac{\partial q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] + E_1 l \left(K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{E_3 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W}$$

$$(2.4)$$

– уравнения сохранения количества движения

$$\frac{\partial U}{\partial t} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right], \qquad (2.5)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right], \qquad (2.6)$$

- уравнения переноса тепла и соли

$$\frac{\partial T}{\partial t} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial R}{\partial z}, \qquad (2.7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right], \qquad (2.8)$$

-уравнение состояния

$$\rho(T,S) = f(T,S) \tag{2.9}$$

описывается формулой ЮНЕСКО в форме, предложенной в [Mellor, 1991].

В уравнениях (2.3) – (2.9) введены следующие обозначения:

 q^2 – удвоенная кинетическая энергия турбулентности, м²/с²;

W – вертикальная скорость, м/с;

 K_q – коэффициент вертикальной кинематической вязкости, м²/с;

K_M – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии кинетической энергии, м²/с;

U, *V* – горизонтальные компоненты скорости, м/с;

 K_H – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли, м²/с;

g – ускорение свободного падения, м/с²;

 ρ – плотность, кг/м³;

l – масштаб турбулентности, м;

 E_1, E_3, B_1 – безразмерные константы;

 \widetilde{W} – пристеночная функция;

f – параметр Кориолиса, с⁻¹;

T – температура, °С;

S – соленость, ‰;

R – поток коротковолновой радиации, м·°С/с.

В уравнениях (2.3) и (2.4) сумма $\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2$ во втором слагаемом в правой части отвечает за продукцию энергии турбулентности за счет вертикального сдвига средней скорости. Слагаемое в правой части уравнения (2.3), содержащее $-\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial z}$ имеет смысл скорости продукции или деструкции турбулентной энергии, обусловленной потоками плавучести; $\frac{q^3}{B_1 l}$ – скорость диссипации энергии турбулентности.

Коэффициенты вертикальной кинематической вязкости, вертикальной турбулентной диффузии кинетической энергии и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли вычисляются в соответствии с параметризацией Меллора-Ямады [Mellor et al., 1982] из следующих соотношений:

$$K_q = lqS_q, \ K_M = lqS_M, \ K_H = lqS_H, \tag{2.10}$$

где *S*_q, *S*_M, *S*_H – функции устойчивости (числа Ричардсона), которые определяются из эмпирических соотношений:

$$S_H = \frac{A_2 \left(1 - \frac{6A_1}{B_2}\right)}{1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)},\tag{2.11}$$

$$S_q = 0.41 S_M,$$
 (2.12)

$$S_M = \frac{A_1 \left(1 - 3C_1 - 6\frac{A_1}{B_1}\right) + S_H \left(G_H (18A_1A_1 + 9A_1A_2)\right)}{1 - 9A_1A_2G_H},$$
 (2.13)

где A_1, A_2, B_1, B_2, C_1 – эмпирические константы, равные 0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08, соответственно;

G_H – безразмерная функция *q*, *l*, вертикального сдвига течений и вертикального градиента плавучести:

$$G_H = -\left(\frac{l}{q}N\right)^2,\tag{2.14}$$

где $N = \left(-\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial\rho}{\partial z}\right)^{1/2}$ – частота Вяйсяля-Брента.

Граничные условия для уравнений (2.3) – (2.8):

– для уравнения переноса турбулентной кинетической энергии

$$q^{2}(0) = B_{1}U_{*}^{2}(0), \qquad K_{q}\frac{\partial q^{2}}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0,$$
 (2.15)

– для уравнения переноса масштаба турбулентности

$$q^2 l(0) = 0, \qquad K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0,$$
 (2.16)

– для уравнений сохранения количества движения

$$K_{M} \frac{\partial U}{\partial z}\Big|_{z=0} = -\tau^{x}, \qquad K_{M} \frac{\partial U}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0,$$

$$K_{M} \frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=0} = -\tau^{y}, \qquad K_{M} \frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0,$$
(2.17)

– для уравнения переноса тепла

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^T, \qquad K_H \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=H} + W\Big(T\Big|_{z=H} - T^*\Big) = 0, \quad (2.18)$$

– для уравнения переноса соли

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^S, \qquad K_H \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=H} + W(S\Big|_{z=H} - S^*) = 0. \qquad (2.19)$$

В соотношениях (2.15) – (2.19) введены следующие обозначения:

 U_* – динамическая скорость, м/с;

 τ^x и τ^y – составляющие вектора касательного напряжения ветра;

Н – нижняя граница области интегрирования;

 $T^* = 8,39^{\circ}$ С – температура на нижней границе пикноклина;

 $S^* = 20,76 \ \%$ – соленость на нижней границе пикноклина;

 Q^T – поток тепла на поверхности;

 $Q^{S} = (E - P - \Pi)S_{0}$ – поток соли на поверхности, где E – испарение на поверхности моря, P – осадки, $S_{0} = 18,5$ ‰ – соленость на поверхности.

Расчетная область и параметры модели. Используется нерегулярная по вертикали сетка: z=0; 0,5; ...; 50; 52; ...; 150; 170; ...; 590; 592; ...; *H* метров, где *H* – нижняя граница интегрирования. Выбор значения *H* при решении каждой задачи определялся в соответствии с поставленными целями исследования. Применяемая

конечно-разностная схема обладает вторым порядком точности по времени и по пространству. На рисунке 2.2 приведено расположение переменных модели на конечно-разностной сетке. Дискретизация частных производных подробно описана в оригинальной работе [Blumberg A.F. et al., 1987]. Уравнения (2.3) – (2.9) решались численно методом прогонки. Шаг по времени в модели составил 10 минут.

Сезонная изменчивость атмосферных параметров задавалась по данным реанализа *ERA*-40, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) с временной дискретностью 6 ч [Uppala et al., 2005]. Поля атмосферных параметров были осреднены за 1971–2001 гг. по акватории центральной части бассейна.



Рисунок 2.2 – Расположение переменных на конечно-разностной сетке (*z* – вертикальная координата, *k* – номер уровня)

2.3 Влияние вертикальных движений на формирование холодного промежуточного слоя и перемешанного слоя

Под влиянием ветрового воздействия и турбулентного обмена происходит перемешивание жидкости. Для существования периодически меняющегося ВКС необходимо наличие плотностной стратификации, механизмом поддержания которой выступают вертикальные движения вод. Подъем вод способствует поступлению соленых, а, следовательно, более плотных глубинных вод к поверхности и, тем самым выступает в роли противодействующей силы волновому и турбулентному перемешиванию. Расчеты по моделированию описанных процессов проводились для деятельного слоя вод, до глубины 150 м. Влияние подъема вод на эволюцию термохалинной структуры оценивалось на основе расчетов, проведенных на период 60 лет.

2.3.1 Расчет без учета вертикальной скорости

В первой серии эксперимента вертикальная скорость в уравнениях (2.3) – (2.8) и (2.15) – (2.19) задавалась равной нулю.

<u>Температура.</u> Минимум поверхностной температуры отмечается в последней декаде февраля, он сохраняется в течение месяца (Рисунок 2.3). С марта наблюдается рост температуры на поверхности. Максимум поверхностной температуры приходится на середину августа, в это время в профиле температуры наблюдается ярко выраженный квазиоднородный слой. Наиболее характерной особенностью термической структуры вод Черного моря является существование холодной воды с температурой ниже 8 °C в слое на глубинах 30–100 м для центральной части Черного моря – холодный промежуточный слой (ХПС) [Иванов и др., 2011]. ХПС хорошо просматривается в весенне-осенний период. С середины августа температура на поверхности моря начинает уменьшаться.



Рисунок 2.3 – Сезонные профили температуры на второй год расчета

Вследствие постоянного перемешивания под действием ветра при долгосрочном расчете происходит постепенное выравнивание температуры по глубине. Как показано на рисунке 2.4, вертикальная структура температуры для одной и той же даты резко отличается для первых и последних лет расчета.



Рисунок 2.4 – Зимние (а) и летние (б) профили температуры на второй (сплошные линии) и на последний (пунктир) года расчета

Минимум температуры на поверхности в последние годы расчета приходится на декабрь и сохраняется в течение месяца, со второй декады января начинается прогрев воды. Происходит полное перемешивание воды по глубине, и температура составляет 7 °C (Рисунок 2.4, a). В летний период в последний год расчета уже не наблюдается ХПС, вода перемешана от 50 до 150 м, и ее температура на этих глубинах практически одинакова и составляет 7,3 °C, в то время как во второй год расчета наблюдался ХПС на глубинах от 35 до 85 м с минимумом температуры в

ядре 6 °С, а температура на нижней границе была равна 8,4 °С. На рисунке 2.5 представлены графики временной изменчивости температуры на горизонтах: 0,4 м и 50,5 м. В результате перемешивания в ХПС происходит повышение температуры воды, а в нижних слоях температура постепенно уменьшается.

<u>Соленость</u>. Солевой баланс Черного моря обусловлен испарением, осадками, стоком рек и потоком через Босфор и Керченский проливы. В данном расчете не учитывается сток рек и поток через Босфор, поэтому максимум поверхностной солености отмечается в летний период, когда наблюдается интенсивное испарение с поверхности моря. Минимальное значение солености на поверхности наблюдается в зимний период, когда осадки преобладают над испарением. Амплитуда сезонной изменчивости поверхностной солености в этом случае составляет 0,1 ‰.

В течение расчетного времени произошло полное выравнивание солености по глубине в результате перемешивания (Рисунок 2.6). В последние годы расчета сезонная изменчивость солености практически отсутствует (Рисунок 2.7, *a*).



Рисунок 2.5 – Временная изменчивость температуры на различных горизонтах: *a* – на верхнем горизонте, z=0,4 м; *б* – на глубине 50,5 м



Рисунок 2.6 – Зимний (сплошная линия), летний (штриховая) профили солености на второй год счета, и летний (штрих-пунктирная) профиль солености на последний год расчета



Рисунок 2.7 – Временная изменчивость солености на различных горизонтах: *a* – на верхнем горизонте (глубина 0,4 м); *б* – на глубине 101,0 м

<u>Потенциальная энергия</u>. Потенциальная энергия системы выступает одним из важнейших информативных параметров о стратификации столба жидкости. Потенциальная энергия рассчитывалась по формуле: $\Pi = -\int_{0}^{H} \rho \cdot g \cdot z \cdot dz$. Для наглядности на рисунке 2.8 представлен график аномалии потенциальной энергии П', которая была вычислена по формуле: $\Pi'=\Pi - \langle \Pi \rangle$, где $\langle \Pi \rangle$ – среднее по глубине

значение потенциальной энергии.



58

Рисунок. 2.8 – Аномалия потенциальной энергии

Со временем потенциальная энергия системы без учета вертикальной скорости возрастает в результате трансформации турбулентной кинетической энергии в потенциальную за счет работы сил Архимеда и толщина ВКС непрерывно растет. И, в конце концов, зимняя конвекция проникает до дна бассейна так, как это происходит, например, в озере Байкал [Кубрякова и др., 2011]. На рисунке 2.8 этому соответствует выход аномалии потенциальной энергии на периодический ход.

Таким образом, при долгосрочном расчете без учета вертикальных движений вод происходит постепенное перемешивание столба жидкости по всей глубине. Для существования периодически меняющегося перемешанного слоя у поверхности моря необходимо поддержание плотностной стратификации. Это возможно при включении в модель вертикальных движений.

2.3.2 Расчет с учетом переменной во времени вертикальной скорости

Для исследования реакции модели на учет вертикальной скорости была проведена вторая серия численных экспериментов с сезонной изменчивостью профиля вертикальной скорости. Значение вертикальной скорости в уравнениях (2.3) – (2.8) и (2.15) – (2.19) задавались согласно (2.2) (Рисунок 2.1, *a*). В последующем анализе термохалинной структуры используются профили температуры и солености, полученные после выхода отмеченных параметров на квазистационарный режим – в рассматриваемом случае – с одиннадцатого года расчета. <u>Температура</u>. Минимум поверхностной температуры отмечается в середине февраля, он сохраняется в течение месяца (Рисунок 2.9). С середины марта наблюдается рост температуры на поверхности. Максимум поверхностной температуры приходится на середину августа, в это время в профиле температуры наблюдается ярко выраженный сезонный квазиоднородный слой. Хорошо просматривается ХПС в весенне-осенний период. С середины августа температура на поверхности моря начинает уменьшаться.



Рисунок 2.9 – Сезонные профили температуры на одиннадцатый год счета

На рисунке 2.10 представлены зимние и летние профили температуры, полученные на одиннадцатый и пятьдесят шестой года счета, соответственно. В течение всего расчетного периода ХПС сохраняется, толщина ВКС достигает 20 м. Максимум поверхностной температуры приходится на начало августа. Минимум поверхностный температуры в середине февраля достигает 5,0 °C (Рисунок 2.10).



Рисунок 2.10 – Зимние (*a*) и летние (б) профили температуры, полученные на одиннадцатый (штриховая линия) и пятьдесят шестой (сплошная) года счета

Как видно из приведенных графиков на рисунке 2.11, на поверхности температура изменяется периодически. На глубине 50,5 м наблюдается отрицательный тренд в температуре. Величина этого тренда меньше 0,01 °С/год, и его можно считать незначительным.



Рисунок 2.11 – Временная изменчивость температуры на различных горизонтах: *a* – на поверхности; *б* – на глубине 50,5 м

<u>Соленость.</u> На рисунке 2.12 прослеживается четкая сезонная изменчивость солености. В зимне-весенний период наблюдается подъем основного пикноклина, что соответствует максимальным значениям вертикальной скорости, обусловленным интенсификацией завихренности ветра в этот период [Korotaev et al., 2001], и наблюдается рост солености (Рисунок 2.13). Минимальное значение солености на поверхности соответствует летне-осеннему периоду. Амплитуда сезонной изменчивости поверхностной солености составляет 0,3 ‰. Это согласуется с данными, приведенными в [Иванов и др., 2012], где указано, что в центре бассейна размах сезонных колебаний солености не превышает 0,4 ‰. После тридцати лет расчетного времени соленость практически выходит на квазистационарный периодический режим (Рисунок 2.14).



Рисунок 2.12 – Сезонные профили солености, полученные на одиннадцатый год счета







Рисунок. 2.14 – Временная изменчивость солености на различных горизонтах: *a* – на верхнем горизонте (глубина 0 м); *б* – на глубине 50.5 м

<u>Потенциальная энергия</u>. В первые десять лет, пока система выходит на установившийся режим, наблюдается уменьшение потенциальной энергии. (Рисунок 2.15). После 20 лет расчетного времени потенциальная энергия практически выходит на установившийся режим, в то время как при расчете без учета вертикальной

скорости достижение установившегося режима наступало лишь при полном перемешивании столба жидкости.



Рисунок 2.15 – Аномалия потенциальной энергии системы

Таким образом, выполненные расчеты показывают, что учет вертикальной скорости является определяющим фактором для поддержания пикноклина в центральной части моря. Подъем глубинных вод противодействует перемешиванию в верхних слоях, подверженных атмосферному воздействию ветра и зимнему выхолаживанию. Эти два фактора – вертикальная скорость и атмосферное воздействие – компенсируют друг друга и определяют периодическую изменчивость ВКС. В рамках одномерной модели оценить объем соли, который поступает в прибрежную часть из центра моря в результате подъема глубинных вод, невозможно, поскольку в этой модели не учитывается наличие фронтальной зоны, отделяющей воды открытого района моря от его прибрежных областей [Кубрякова и др., 2013а].

Выводы к Разделу 2

1. Показано, что в рамках одномерной модели без учета вертикальной составляющей скорости при долгосрочном расчете происходит постепенное перемешивание столба жидкости по всей глубине. Со временем потенциальная энергия системы без учета вертикальной скорости возрастает в результате трансформации турбулентной кинетической энергии в потенциальную за счет работы сил Архимеда и толщина ВКС непрерывно растет – зимняя конвекция проникает до дна бассейна.

2. Предложена параметризация вертикальной скорости в центральной части Черного моря. Выполненные расчеты показали, что вертикальные движения являются важным фактором, необходимым для поддержания плотностной стратификации и существования периодически меняющегося верхнего перемешанного слоя моря. Из-за постоянного подъема высокосоленых вод в одномерной модели для центральной части моря наблюдается возрастание солености. Это приводит к необходимости включения дополнительного члена, описывающего распреснение, связанное с поступлением речных вод в бассейн. Таким образом, для корректного описания эволюции халинной структуры в центре моря необходимо учитывать горизонтальный обмен между центром и периферией моря.

Результаты исследований, представленные во втором разделе работы, опубликованы в [Кубрякова и др., 2011, 2013a, 2016b, 2016c, 2017; Kubryakova et al., 2017].

РАЗДЕЛ 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО МАССО– И СОЛЕОБМЕНА НА ОСНОВЕ БОКСОВОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Одномерная модель для центральной части моря, описанная в предыдущем разделе, воспроизводит гидродинамические процессы только по вертикали. В этом случае постоянный подъем высокосоленых вод должен приводить к непрерывному осолонению верхнего слоя моря. В то же время, на периферию моря поступает большое количество распресненных речных вод, которые благодаря горизонтальному обмену с центральной частью моря могут способствовать там уменьшению солености, тем самым сохраняя наблюдаемый баланс соли как в бассейне в целом, так и в отдельных его районах.

Обособленность Черного моря, наличие постоянного подъема глубинных соленых вод в центре моря и разнесенность источников соленых и пресных вод определяют значимость горизонтального обмена для формирования халинной структуры бассейна.

Поэтому для правильного описания баланса соли и биогенных элементов в бассейне необходимо учитывать в модели процессы обмена массой и солью центральной и периферийной зон моря.

3.1 Механизм горизонтального солеобмена между центральной областью и периферией моря и его количественные оценки

Горизонтальный обмен солью между периферией и центральной частью моря может осуществляться под воздействием различных процессов, среди которых можно выделить крупномасштабную ячейку циркуляции [Булгаков и др., 1984а; Зацепин и др., 2002], синоптические вихри [Ginzburg et al., 2002b; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003; Shapiro et al., 2010; Zhou et al., 2014], шельфовые волны [Stanev et al., 1999; Zatsepin et al., 2014; Ivanov et al., 2014], дрейфовые течения,

апвеллинги [Sur et al., 1994; Gawarkiewicz et al., 1999: Yankovsky et al., 2004] и др. В настоящей работе рассматривается влияние крупномасштабной ячейки циркуляции на горизонтальный перенос соли. Этот механизм обусловлен сезонной изменчивостью поверхностных течений, которая, в свою очередь, определяется сезонным ходом ветровой циркуляции в Черном море. В работе [Korotaev et al., 2001] показано, что в конце зимнего – начале весеннего периода наблюдается интенсификация ОЧТ, и увеличение вертикальной скорости в центральной части моря, что связано с возрастанием завихренности ветра. Подъем глубинных соленых вод на поверхность моря во время интенсификации циркуляции способствует увеличению поверхностной солености. Поднятая наверх соленая вода стекает к берегам, где происходит ее опреснение прибрежными водами (Рисунок 3.1, а). В летне-осенний период наблюдается ослабление циклонической циркуляции вплоть до ее полного исчезновения. В этот период вертикальная скорость принимает минимальные значения. В результате ослабления экмановского переноса происходит обратный приток воды из прибрежной в центральную часть моря (Рисунок 3.1, б) [Кубрякова и др., 2013а]. Притекающая вода имеет пониженную соленость вследствие ее смешивания на шельфе с опресненными речным стоком водами.



Рисунок 3.1 – Схема сезонного цикла циркуляции Черного моря в зимне-весенний (*a*) и летне-осенний (б) периоды

Проведем количественную оценку объема воды, который переносится из центральной части моря к его периферии в зимне-весенний период. Будем считать, что вся вода, которая в зимне-весенний период поднимается под действием восходящей вертикальной скорости в центральной части моря, затем оттекает к периферии в верхнем слое под действием экмановской дивергенции. Если S – площадь центральной глубоководной части бассейна, h – высота, на которую поднимается частица жидкости в зимне-весенний период, то объем поднятой воды определяется по формуле:

$$V = hS, \qquad (3.1)$$

Примем, что глубоководная часть ограничивается изобатой 500 м, что примерно соответствует положению фронта ОЧТ, тогда $S = 330 \cdot 10^3$ км².

Расстояние, которое проходит частица жидкости при подъеме вод в зимневесенний период, определяется из формулы: $\frac{\partial h}{\partial t} = W_E$. Изменчивость во времени экмановской скорости зададим по синусоиде с периодом *T*, равным одному году:

$$W_E = 1 \cdot 10^{-6} \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right). \tag{3.2}$$

Следовательно,

$$h = 1 \cdot 10^{-6} \int_{0}^{\frac{T}{2}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) dt \,. \tag{3.3}$$

В результате интегрирования получим, что частица жидкости проходит за это время расстояние, равное 10 м, тогда объем, рассчитанный по формуле (3.1), составляет 3,3·10³ км³/год. Эта оценка по порядку величин согласуется со значением потока из центра на периферию, полученным балансовым методом в работе [Зацепин и др., 2002].

Определим теперь объем соли *V_s*, который переносится от центра к периферии в результате сезонной изменчивости экмановского переноса, по формуле:

$$V_{S} = (S_{1}V - S_{2}V)\rho, \qquad (3.4)$$

где S₁ = 18,5 ‰ – поверхностная соленость в зимний период в центральной части моря [Иванов и др., 2011];

 $S_2 = 18,0 \ \%$ – поверхностная соленость в летний период на периферии;

 $\rho = 1 \cdot 10^9$ т/км³— плотность.

Отсюда получим $V_S = 1,7 \ 10^9 \text{ т/год.}$

В то же время на основании оценок работы [Булгаков и др., 1984а] общий объем вод, которым обмениваются центральная и прибрежная части моря, составляет $11 \cdot 10^3$ км³/год. В работе [Булгаков и др., 1984а] расчет проводился на основе учета всех составляющих водного и солевого баланса для периферийной и центральной частей бассейна, отдельно для поверхностного и глубинного слоев. Оценим полный перенос соли по формуле (3.4), используя значения из работы [Булгаков и др., 1984а]. Тогда общий объем соли, переносимый от центра к периферии бассейна и необходимый для поддержания солевого баланса равен $11 \cdot 10^3 (18,5 - 18,0)$ 10^{-3} $10^9 = 5,5 \cdot 10^9$ т/год.

Таким образом, поток соли V_S к берегу, обусловленный сезонной изменчивостью экмановской скорости, составляет 30 % от оцененного объема переносимой соли, рассчитанного по данным [Булгаков и др., 1984а]. Перенос оставшегося объема соли, по-видимому, может быть обусловлен синоптическими вихрями [см., например, Zatsepin et al., 2003; Shapiro et al., 2010], которые также значительно влияют на кросс-шельфовый перенос в Черном море [Кубрякова и др., 2013а].

Используя результаты реанализа [Кныш и др., 2008b], полученные по трехмерной σ-координатной региональной модели, основанной на версии *POM* [Кныш и др., 2008a], проанализируем изменчивость полей уровня и солености, связанные с выше описанным механизмом. В σ-координатной модели использовались по вертикали 26 σ-поверхностей. В качестве внешнего атмосферного воздействия использовался средиземноморский массив глобального реанализа *ERA*-40, созданный в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды *ECMWF* с пространственным разрешением 1,125° х 1,125° и временной дискретностью 6 часов за период 1958 – 2002 гг.

Для анализа кросс-шельфового обмена был выбран разрез (Рисунок 3.2, *a*), проходящий перпендикулярно изобатам от 44,45° с.ш., 30,0° в.д. до 43,2° с.ш., 38,2° в.д. Использовались поля уровня и солености за февраль (интенсификация циклонической циркуляции) и август (ослабление циклонической циркуляции) 1988–1992 гг. Данные вдоль разреза осреднялись за 5 лет для февраля и августа.



Рисунок 3.2: *а* – осредненное за 1988 – 1992 гг. поле поверхностной солености; выбранный разрез (сплошная линия); *б* – разрезы уровня моря за 1988 – 1992 гг. (за февраль – синяя линия, за август – красная)

На рисунке 3.2, *б* приведены осредненные за 5 лет уровни моря за февраль и август. В центральной части Черного моря во все сезоны преобладает циклоническая циркуляция и вследствие этого уровень моря на периферии выше, чем в центре бассейна. В зимний период циклоническая циркуляция интенсифицируется: вода оттекает из центра в сторону периферии; уровень моря в центре понижается, а на периферии повышается – разница уровней становится больше. Зимой градиент уровня выше и ОЧТ интенсивнее. В летний период вследствие притока воды с периферии в центральную часть бассейна уровень моря в последней повышается – градиент уровня уменьшается.

На рисунке 3.3 представлены разрезы поля солености за февраль и август. Минимальные значения солености наблюдаются на шельфе: в феврале – 17,5 ‰, в августе – 17,0 ‰. По разрезам видно, что в феврале изолинии имеют более крутой вид, чем в августе, что связано с интенсификацией циркуляции в зимний период.

На рисунке 3.4 приведена разность между значениями солености в феврале и в августе на том же разрезе. Видно, что в центральной части бассейна в слое 0–100 м соленость выше в феврале. Это обусловлено подъемом глубинных соленых вод, интенсивность которого наиболее высокая в этот период. На шельфе в слое 0–60 м также соленость выше в феврале, чем в августе. Частично это связано с уменьшением стока рек в зимний период, а частично – с предложенным механизмом обмена между центральной и шельфовой зонами. В зимний период, для которого характерна интенсификация ОЧТ, происходит отток соленой воды из центра к берегам, где она перемешивается с периферийными водами за счет зимней конвекции и под действием ветра, и тем самым повышает соленость на шельфе. От 70 м и до дна соленость на шельфе в феврале ниже, чем в августе. Это объясняется нисходящим движением вод в прибрежной зоне в зимний период, что приводит к поступлению более пресных вод с поверхности на глубину в результате формирования вертикальной ячейки циркуляции в шельфовой зоне.



Рисунок 3.3 – Разрезы поля солености: *а* – за февраль, *б* – за август



Рисунок 3.4 – Разница между среднемесячными значениями солености в феврале и августе 1988–1992 гг.

Весной-летом наблюдается максимальный речной сток на периферии бассейна, который значительно опресняет пришедшие из центра соленые воды. Летом при ослаблении циркуляции эти воды возвращаются в центр бассейна – и происходит распреснение поверхностного слоя глубоководной части моря. Описанный механизм изменчивости крупномасштабной циркуляции обуславливает горизонтальный солеобмен в бассейне.

71

3.2 Описание боксовой гидродинамической модели

Горизонтальный обмен между центром моря и периферией может быть описан с помощью боксовой модели. Следуя [Иванов и др., 2011], разделим весь объем Черного моря на три области: шельф, континентальный склон и глубоководную котловину. Для решения поставленной задачи будем рассматривать только физические процессы, протекающие в районе континентального склона и в глубоководной части моря. В предлагаемой боксовой модели выделяются соответственно водная масса континентального склона (ВМКС) и центральная водная масса (ЦВМ). Для описания эволюции термохалинной структуры каждой выделенной водной массы будет использоваться одномерная гидрофизическая модель, описанная в разделе 2. Согласно [Иванов и др., 2011] площадь поверхности ЦВМ Ω_C принималась равной порядка 180 тыс. км², а площадь поверхности континентального склона – Ω_P – порядка 160 тыс. км².

Рассмотрим водный баланс для каждого бокса. ВМКС формируется под влиянием речного стока, разности осадков и испарения, водообмена с Мраморным и Азовским морями. Речной сток принимался равным 338 км³/год с максимальным значением потока в мае и минимальным – в сентябре. Считалось, что речные воды поступают на периферию в слое 0-25 м. Температура речных вод T_R задавалась с максимумом (≈ 21 °C) в августе и минимумом (≈ 3 °C) в феврале. Соленость втекающих рек S_R принималась равной нулю. Поток из Азовского моря задавался равным 50 км³/год, сток через Керченский пролив – 33 км³/год. Соленость азовских вод *S*_{Агоу} принималась равной 12 ‰. Поток воды через Босфор *В* включает в себя верхнебосфорское (ВБТ) и нижнебосфорское (НБТ) течения. Потоки через Босфор задавались постоянными во времени с расходом 371 км³/год для ВБТ и 180 км³/год для НБТ [Иванов и др., 2011]. При распределении потока через пролив считалось, что в верхнем 40-метровом слое вода течет из Черного моря в Мраморное, а в слое 40-130 м имеет место приток мраморноморских вод в черноморский бассейн. Соленость воды S_{Bosp}, втекающей из Босфора, принималась равной 36 ‰, а температура вод Т_{Воѕр} – 12 °С [Иванов и др., 2011]. Атмосферные осадки Р принимались
равными 232 км³/год, потери воды на испарение Е – 396 км³/год [Иванов и др., 2011]. На формирование ЦВМ влияет смешение с водами ВМКС, а также осадки и испарение.

Для описания перераспределения тепла и соли будем использовать одномерное уравнение переноса тепла и соли [Булгаков и др., 1984b], но с учетом описанного выше механизма обмена ЦВМ и ВМКС. Пренебрегая горизонтальными вариациями солености в пределах каждой из водных масс, получим уравнения переноса соли (уравнение переноса тепла аналогично) вида:

– для центральной водной массы

$$\Omega_{C} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial z} \iint_{\Omega_{C}} W_{C} dx dy + \oint_{P_{d}} S_{0} U_{n} dP_{d} = \Omega_{C} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H} \frac{\partial S}{\partial z} \right] + \kappa \oint_{P_{d}} \frac{\partial S_{0}}{\partial n} dP_{d} ; (3.5)$$

– для периферийной водной массы

$$\Omega_{P}\frac{\partial S_{P}}{\partial t} + \frac{\partial S_{P}}{\partial z} \iint_{\Omega_{P}} W_{P} dx dy - \oint_{P_{d}} S_{0} U_{n} dP_{d} = \Omega_{P}\frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H}\frac{\partial S_{P}}{\partial z}\right] + \kappa \oint_{P_{d}} \frac{\partial S_{0}}{\partial n} dP_{d} + \Psi, \quad (3.6)$$

где S, S_P – соленость ЦВМ и ВМКС, соответственно, ‰;

 S_0 – соленость вод на границе двух выделенных водных масс, ‰;

t – время, с;

x, *y*, *z* – долгота, широта, глубина, соответственно;

W_C, *W_P* – вертикальная скорость в центральной части моря и на его периферии, соответственно, м/с;

 $P_d = 2,6 \cdot 10^6$ м – периметр фронтальной зоны, разделяющей две водные массы;

U_n – скорость, направленная по нормали к фронтальной зоне, м/с;

n – нормаль к периметру фронтальной зоны;

 ψ – нормированный на глубину *H* поток соли, обусловленный поступлением речных, мраморноморских и азовских вод, ‰ · м²/с;

 $\kappa = \mu \cdot P_d$, где $\mu = \frac{A_M}{l}$ м/с – отношение коэффициента горизонтальной турбу-

лентной диффузии A_M к ширине области сопряжения между центральной и периферийной областями *l* (Рисунок 3.5). Параметр µ задавался равным 0,007 м/с на поверхности, линейно уменьшался до значения 0,002 м/с на глубине 150 м, от 150 м до нижней границы моделирования (410 м) он задавался постоянным и равным 0,002 м/с [Kubryakova et al., 2017].

Первые слагаемые левых частей уравнений (3.5), (3.6) описывают изменение количества соли со временем в рамках каждой выделенной водной массы.

Вторые члены левых частей характеризуют вертикальную адвекцию ЦВМ и ВМКС, соответственно. Введем обозначение: $\iint_{\Omega_C} W_C dx dy = w_c(z)$ и $\iint_{\Omega_P} W_P dx dy = w_p(z)$ – вертикальные потоки вод. Вертикальная скорость в центральной части Черного моря задавалась согласно параметризации, предложенной в разделе 2.



Рисунок 3.5 – Схема водного баланса в Черном море

Зная распределение по вертикали $w_c(z)$, речного стока *R*, расхода через Керченский пролив *A* и Босфор *B*, величину потока массы из атмосферы *F*, определяем вертикальный поток на периферии $w_p(z)$ из условия сохранения массы:

$$w_c + w_p = R + A + B + F$$
. (3.7)

Третье слагаемое в левой части (3.5), (3.6), которое обеспечивает горизонтальный обмен между ЦВМ и ВМКС и обусловлено сезонной изменчивостью экмановского переноса и потоков плавучести, найдем из уравнения неразрывности для выделенных водных масс:

$$\frac{dw_c}{dz} + \oint_{P_d} U_n dP_d = 0 \tag{3.8}$$

$$\frac{dw_p}{dz} - \oint_{P_d} U_n dP_d = \frac{dR}{dz} + \frac{dB}{dz} + \frac{dA}{dz}$$
(3.9)

Будем полагать, что соленость в интегралах (3.5), (3.6) постоянна вдоль контура интегрирования, тогда $\oint_{P_d} U_n S_0 dP_d = S_0 \oint_{P_d} U_n dP_d = -S_0 \frac{dw_c}{dz}$. Соленость вод на границе двух выделенных водных масс определим следующим образом: если на рассматриваемом горизонте жидкость поступает из периферии в центральную часть моря, то $S_0 = S_P$, если наоборот, то $S_0 = S$. Следовательно,

$$\oint_{P_d} U_n S dP_d = -\frac{dw_c}{dz} \left[S - (S - S_P) \theta \left(\frac{dw_c}{dz} \right) \right], \tag{3.10}$$

где $\theta(x) - функция Хевисайда.$

Первые слагаемые правой части (3.5), (3.6) описывают процесс вертикальной турбулентной диффузии. Вторые слагаемые правых частей описывают горизонтальную турбулентную диффузию, которая обусловлена мезомасштабными процессами (вихрями) в бассейне, и аппроксимируются выражением:

$$\kappa \oint_{P_d} \frac{\partial S_0}{\partial n} dP_d \approx \mu \cdot P_d (S_P - S),$$
(3.11)

– для переноса вещества в центральную часть бассейна

$$\kappa \oint_{P_d} \frac{\partial S_0}{\partial n} dP_d \approx \mu \cdot P_d (S - S_P).$$

Третье слагаемое правой части уравнения (3.6), которое определяет количество тепла и соли, поступающее в бассейн с речными, азовскими и босфорскими водами, будем искать в виде:

$$\psi = \frac{(S_R - S_P) \cdot R + (S_{Bosp} - S_P) \cdot B + (S_{Azov} - S_P) \cdot A}{H}.$$
(3.12)

Подставляя (3.10)-(3.12) в уравнения (3.5), (3.6), получим: – для центральной водной массы

$$\Omega_{C} \frac{\partial S}{\partial t} + w_{c} \frac{\partial S}{\partial z} + (S - S_{P}) \frac{dw_{c}}{dz} \theta(\frac{dw_{c}}{dz}) = \Omega_{C} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H} \frac{\partial S}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_{d} \cdot \left(S_{P} - S \right), \quad (3.13)$$

– для периферийной водной массы

$$\Omega_{P} \frac{\partial S_{P}}{\partial t} + \frac{\partial (w_{P} S_{P})}{\partial z} + \frac{dw_{c}}{dz} \left[S - (S - S_{P})\theta(\frac{dw_{c}}{dz}) \right] = \Omega_{P} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H} \frac{\partial S_{P}}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_{d} \cdot \left(S - S_{P} \right) + \psi (3.14)$$

Аналогично (3.13), (3.14) записывается уравнение переноса тепла для двух выделенных водных масс:

– для центральной водной массы

$$\Omega_{C} \frac{\partial T}{\partial t} + w_{c} \frac{\partial T}{\partial z} - (T - T_{P}) \frac{dw_{c}}{dz} \theta(\frac{dw_{c}}{dz}) = \Omega_{C} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H} \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_{d} (T_{P} - T), (3.15)$$

– для периферийной водной массы

$$\Omega_{P}\frac{\partial T_{P}}{\partial t} + \frac{\partial (w_{P}T_{P})}{\partial z} + \frac{dw_{c}}{dz} \left[T - (T - T_{P})\theta(\frac{dw_{c}}{dz}) \right] = \Omega_{P}\frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H}\frac{\partial T_{P}}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_{d}(T - T_{P}) + \psi, \quad (3.16)$$

где *T*, *T*_{*P*} – температура ЦВМ и ВМКС, соответственно. Граничные условия для уравнения переноса тепла и соли: –для ЦВМ:

$$K_{H} \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^{T};$$

$$K_{H} \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^{S};$$

$$K_{H} \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=H} + (WT)\Big|_{z=H} = (WT_{P})\Big|_{z=H};$$

$$K_{H} \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=H} + (WS)\Big|_{z=H} = (WS_{P})\Big|_{z=H};$$
(3.17)

-для ВМКС:

$$K_{H} \frac{\partial T_{P}}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^{T};$$

$$K_{H} \frac{\partial S_{P}}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^{S};$$

$$K_{H} \frac{\partial T_{P}}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0;$$

$$K_{H} \frac{\partial S_{P}}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0,$$
(3.18)

где Q^{T} – поток тепла на поверхности: $Q^{S} = (E - P)S_{s}$ – поток соли на поверхности, S_{s} – соленость на поверхности; W – вертикальная скорость. Расчетная область и параметры модели. Используется нерегулярная по вертикали сетка: $\Delta z = 0,5$ м от 0 до 50 м; $\Delta z = 2$ м от 50 до 150 м; $\Delta z = 20$ м от 150 до 410 м. Применяемая конечно-разностная схема обладает вторым порядком точности по времени и по пространству. На рисунке 2.2 приведено расположение переменных модели на конечно-разностной сетке. Дискретизация частных производных подробно описана в оригинальной работе [Blumberg A.F. et al., 1987]. Уравнения (3.13), (3.14), разделенные на площади соответствующих боксов, решались численно методом прогонки. Шаг по времени в модели составил 10 минут.

Сезонная изменчивость атмосферных параметров задавалась по данным реанализа *ERA*-40, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) с временной дискретностью 6 ч [Uppala et al., 2005]. Поля атмосферных параметров были осреднены за 1971–2001 гг. по акватории центральной части бассейна.

3.3 Результаты расчета. Температура и соленость вод

Термохалинная структура. На рисунке 3.6 представлены сезонная изменчивость температуры в слое 0–400 м, полученная по результатам боксовой модели Черного моря (Рисунок 3.6, a, δ) и межгодовая изменчивость температуры в том же слое по данным ретроспективного анализа гидрофизических полей Черного моря за 1993–2012 гг. Реанализ был получен при помощи модели циркуляции, включающей процедуру ассимиляции невозмущенных среднемесячных профилей температуры и солености, полученных по оригинальной методике совместной обработки спутниковых альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений (далее «модель МГИ») [Когоtaev et al., 2016] (Рисунок 3.6, e, c). Межгодовая изменчивость температуры за период с 1993 по 2012 гг. носит сложный нестационарный характер. Боксовая модель позволила воспроизвести основные особенности сезонной изменчивости температуры, которые согласуются с данными реанализа.



Рисунок 3.6 – Пространственно-временная изменчивость температуры по боксовой модели Черного моря: *а* – центр, *б* – периферия. Межгодовая изменчивость вертикального распределения температуры, осредненная по горизонтам, по результатам модели МГИ: *в* – для центральной части бассейна (глубины свыше 2000 м), *г* – для района континентального склона (глубины от 200 до 2000 м)

В течение года прослеживаются основные процессы, формирующие термохалинную структуру: осенне-зимнее выхолаживание вод, формирование ВКС, обновление ХПС, весенне-летний прогрев вод, образование сезонного термоклина. На рисунке 3.6, *а и б* представлена пространственно-временная изменчивость температуры с 11 по 20 год модельного расчета. Максимальная температура на поверхности моря наблюдается в августе и достигает 24 градусов как в центральной части бассейна, так и на периферии. На диаграмме выделяются глубины залегания ХПС. Его нижняя граница в центральной части моря находится на глубине 85 м, на периферии – на 95 м. Толщина ХПС в центральном боксе – 40 м, на континентальном склоне – 50 м.

79

На рисунке 3.7, *а* и *б* изображена сезонная изменчивость солености в слое 0–390 м. Представлено периодическое решение для обоих боксов. Наблюдается распреснение верхнего слоя в летне-осенний период. Максимальное значение поверхностной солености в центре составляет 18,32 ‰ и наблюдается в марте, минимальное – 18,2 ‰ в октябре. Максимальное значение поверхностной солености на



Рисунок 3.7 – Пространственно-временная изменчивость солености по боксовой модели Черного моря: *a* – центр, *б* – периферия.

Межгодовая изменчивость вертикального распределения солености, осредненная по горизонтам, по результатам модели МГИ: *в* – для центральной части моря (глубины свыше 2000 м), *г* – для района континентального склона (глубины от 200 до 2000 м)

континентальном склоне составляет 18,25 ‰ и наблюдается в марте, минимальное – 18,06 ‰ в октябре. С глубиной соленость в обоих боксах увеличивается и достигает 21,5 ‰ (Рисунок 3.8) [Kubryakova et al., 2017]. На рисунке 3.7, *в*, *г* представлен межгодовой ход солености в слое 0–400 м по данным реанализа [Korotaev et al., 2016]. Результаты по боксовой модели достаточно хорошо согласуются с данными реанализа. Вертикальная изменчивость солености, полученная по обоим расчетам, имеет схожее распределение. На периферии видно периодическое распреснение, связанное со стоком рек, которое воспроизводится и по результатам боксовой модели. Данные реанализа имеют межгодовую изменчивость, по результатам боксовой модели она не наблюдается, т.к. расчет климатический.



Рисунок 3.8 – Поверхностная соленость: синяя линия – центр, красная – периферия

3.4 Механизм формирования солености поверхностных вод Черного моря

Горизонтальный водо- и солеобмен. Горизонтальный обмен веществом в рамках модели происходит благодаря наличию горизонтальной турбулентной диффузии и вертикальной ячейки циркуляции, которая обусловлена совместным действием потоков плавучести, сезонной осцилляцией экмановского переноса. Следует отметить, что влияние экмановского переноса в модели учитывается путем задания профиля вертикальной скорости (см. параметризацию в п. 2.1) [Кубрякова и др., 2013а]. Поэтому среднемесячные профили потока воды (Рисунок 3.9), которая переносится от центра к периферии под действием этого процесса, соответствуют временной изменчивости вертикального градиента скорости. На рисунке 3.9 хорошо просматривается вертикальная ячейка циркуляции: отток воды из центра моря на периферию при интенсификации циклонической циркуляции в верхних 30 м и приток воды в центр в слое 30–200 м.



февраль (-●-), май – (-■-), август (--▲--), ноябрь – штриховая линия Рисунок 3.9 – Среднемесячные профили горизонтального переноса воды, обусловленного вертикальной ячейкой циркуляции

В холодный период года в результате циклонической циркуляции ветра возникает экмановский перенос и наблюдается дивергенция вод. Вследствие этого с октября по май наблюдается интенсивный отток воды из центра к периферии в верхних 30 метрах (Рисунок 3.9) с максимумом ~9000 км³/год. В результате этого соленая поднятая на поверхность вода в центральной части моря переносится на периферию. Максимальный поток соли характерен для поверхностного слоя и достигает в ноябре значения $2,5 \cdot 10^8$ т/год (Рисунок 3.10, *a*). На рисунке 3.10 показан вертикальный профиль горизонтального потока соли (т/год), который рассчитывался по формулам: -поток соли под действием сезонной изменчивости вертикальной скорости:

$$V_{S} = -\frac{dw_{c}}{dz} \left[S - (S - S_{P})H\left(\frac{dw_{c}}{dz}\right) \right] \cdot P_{d} \cdot \rho \cdot \Delta z; \qquad (3.19)$$

– поток соли под действием горизонтальной турбулентной диффузии:

$$V_{S} = (S_{P} - S) \cdot \kappa \cdot \rho \cdot \Delta z. \qquad (3.20)$$

В это же время в слое 30–200 м существует компенсирующий поток воды с периферии моря. Величина этого потока воды достигает максимума – 760 км³/год на глубине 75 м (Рисунок 3.9). На глубинах 80–150 м, где соленость на периферии выше вследствие поступления босфорских вод, поток воды с периферии приводит к увеличению солености в центре моря. Максимальный поток соли наблюдается на глубине 100 м и составляет 1,5·10⁷ т/год (Рисунок 3.10, *a*).

В весенне-летний период при ослаблении циркуляции опресненная на периферии вода поступает в центральную часть моря. На поверхности этот поток достигает 1000 км³/год в мае, а в глубинных слоях наблюдается слабый обратный отток воды к периферии (Рисунок 3.9). Приток пресных вод приводит к понижению солености в центре моря, т.е. поток соли тоже отрицателен и составляет в мае $6,0\cdot10^7$ т/год (Рисунок 3.10, *a*).

Суммарный объем воды, который транспортируется из центра к периферии в верхних 30 м, в результате сезонной изменчивости вертикальной скорости составляет около 3,0·10³ км³ в год. Это значение, примерно, в 3 раза ниже, чем значения, полученные в [Булгаков и др., 1984а] и в [Зацепин и др., 2002]. Это различие может быть связано с тем, что оценки проводились разными методами. В двух последних работах использовались балансовые оценки переноса воды, в описанном выше подходе учитывалась сезонная изменчивость вертикальной скорости, которая способ-

ствует горизонтальному массообмену. Суммарный объем соли, который переносится из центра к периферии, составляет около 2·10⁹ т/год [Кубрякова и др., 2017b; Kubryakova et al., 2017].



февраль (-●-), май – штриховая линия, август (серая штриховая с маркером -- ▲ --), ноябрь – серая сплошная. Рисунок 3.10 – Среднемесячные профили горизонтального потока соли, обусловленного сезонной изменчивостью вертикальной скорости (*a*) и влиянием горизонтальной турбулентной диффузии (б)

Соль перераспределяется в бассейне под влиянием горизонтальной турбулентной диффузии, которая во многом определяется переносом синоптическими вихрями [Зацепин и др., 2002; Zatsepin et al., 2003; Zhou et al., 2014]. На рисунке 3.10, *б* представлены среднемесячные профили потока соли, обусловленного горизонтальной турбулентной диффузией. Значения потока соли, обусловленного горизонтальной турбулентной диффузией, на тех горизонтах, где соленость центральной части моря выше, чем на периферии (0–60 м), отрицательны, и составляют в мае $4,5 \cdot 10^8$ т/год. В слое, где происходит приток высокосоленых мраморноморских вод, значения потока соли с периферии в центр моря имеют положительные значения и составляют порядка $2,0 \cdot 10^8$ т/год.

Вклад исследуемых механизмов в суммарный перенос соли различен на разных глубинах. В поверхностном слое перенос, обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости, дает существенный вклад, около 30 %. В слое 30– 150 м этот механизм определяет примерно 5–10 % от общего переноса соли.

Существует выраженная сезонная изменчивость переноса соли (Рисунок 3.11). В зимний период наблюдается максимальный отрицательный поток соли, вызванный экмановским переносом (Рисунок 3.11, *a*). С уменьшением интенсивности циркуляции происходит уменьшение этого потока – и в летний период он минимален. Поток соли, обусловленный горизонтальной турбулентной диффузией, минимален в зимний период и максимален – в летний, когда наблюдается максимальный сток рек. На рисунке 3.11, *а* видно, что в среднем за год в верхнем слое происходит отток соленой воды из центра под действием обоих факторов.

В слое 30–150 м поток соли, обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости, положителен и также максимален в осенне-зимний период (Рисунок 3.11, *б*). Поток соли, обусловленный горизонтальной турбулентностью, максимален осенью и минимален в марте и вносит определяющий вклад в горизонтальный обмен [Кубрякова и др., 2017; Kubryakova et al., 2017].



обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости – сплошная линия, действием горизонтальной турбулентной диффузией (-•-)

Выводы к Разделу 3

1. Циркуляция Черного моря носит сезонный характер и определяет формирование солености на поверхности. В зимне-весенний период наблюдается усиление циркуляции и, как следствие, происходит подъем соленых вод в центральной части моря, что приводит к увеличению солености на поверхности, и их оттоку из центра к берегам. Летом при ослаблении циркуляции наблюдается распреснение поверхностного слоя за счет поступления более пресных вод из периферии. На основе качественных оценок рассчитаны объемы воды и соли, которые поступают в прибрежную часть из центра моря в результате подъема глубинных вод. Оценки показали, что 30 % потока соли к берегу обусловлено сезонной изменчивостью вертикальной скорости, связанной с экмановским переносом.

86

2. Для описания процессов горизонтального обмена была создана боксовая модель. В первом боксе моделировалась термохалинная структура, характерная для центральной части моря, во втором – для периферии. В рамках этой модели было рассмотрено влияние вертикальной ячейки циркуляции на горизонтальный перенос. Влияние вертикальной ячейки циркуляции заключается в совместном действии потоков плавучести, сезонной осцилляции экмановского переноса в верхнем 30-метровом слое моря.

3. Проведенные численные эксперименты, основанные на теоретических представлениях о перераспределении вещества в Черном море, позволили воспроизвести механизм водо- и солеобмена между центральной частью бассейна и районом континентального склона. Интенсивный подъем вод в центральной части Черного моря в зимний период и отсутствие вертикальных движений летом приводит к асимметрии горизонтального транспорта и переноса соли из центральной части моря в зону континентального склона. В работе показано, что в слое 0-30 м в среднем за год происходит отток соленой воды из центральной части моря; суммарный объем воды, который транспортируется из центральной части бассейна к периферии в верхних 30 м под действием экмановского переноса, составляет около 3·10³ км³/год, а соответствующий объем соли равен порядка 2·10⁹ т/год. В поверхностном слое перенос, обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости, дает существенный вклад (30 %); в слое 30–150 м этот механизм определяет примерно 5-10 % от общего переноса соли. Модельные оценки потока воды из центра на периферию согласуются с качественными оценками, полученными в [Булгаков и др., 1984а; Зацепин и др., 2002].

Основные результаты исследований по третьему разделу работы опубликованы в [Кубрякова и др., 2016b, с; Кубрякова и др., 2017; Kubryakova et al., 2017].

87

РАЗДЕЛ 4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

Физические процессы оказывают значительное влияние на состояние экосистемы Черного моря. Горизонтальные и вертикальные потоки, турбулентное перемешивание определяют интенсивность поступления биогенных веществ в фотический слой, от которого во многом зависит биологическая продуктивность бассейна.

Экологическую систему Черного моря с точки зрения численного моделирования целесообразно разделить на три подсистемы: экосистема шельфа, экосистема кислородной зоны пелагиали и экосистема анаэробной зоны. Все три выделенные экосистемы располагаются в существенно различающихся водных массах, для которых свойственны характерные им гидрологические и гидрохимические режимы. Все три экосистемы тесно связаны между собой. Между зонами расположения перечисленных экосистем существует непрерывный обмен веществами, важнейшие из которых – кислород, органическое вещество, биогенные элементы и сероводород. [Zatsepin et al., 2002, 2003; Shapiro et al., 2010; Oguz et al., 2002]. Через занимаемую экосистемой шельфа водную массу поступают биогенные вещества берегового стока.

В условиях меняющихся в последние десятилетия экологических факторов – абиотических и антропогенных [Oguz et al., 2006; Oguz, 2017] – все большую важность приобретает изучение биогеохимических процессов. Отсутствие достаточного объема контактных данных усложняет эту задачу. Зная закономерности протекания этих процессов, появляется возможность предсказывать изменения экосистемы на основе современных методов численного моделирования. Биогеохимические модели позволяют проводить комплексные изучения изменчивости биогеохимический структуры моря под воздействием различных физических и химических факторов.

В этом разделе, используя гидродинамические модели, предложенные в разделах 2 и 3, исследуется связь биогеохимических и динамических процессов в центральной части Черного моря и на его периферии.

4.1 Одномерная биогеохимическая модель глубоководной части Черного моря

4.1.1 Описание модели

Биогеохимическую модель, которая основана на [Oguz, 2000], условно можно разделить на биологический, азотный и окислительно-восстановительный блоки по характеру процессов, которые в них протекают. Лимитирующими факторами образования первичной продукции считаются коротковолновая солнечная радиация и азотсодержащие соединения. Временная изменчивость всех биогеохимических параметров описывается уравнениями переноса-диффузии, которые имеют общий вид:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \left(W + w_s\right)\frac{\partial F}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\left(K_H + v_b\right)\frac{\partial F}{\partial z}\right] + R(F), \qquad (4.1)$$

где *F* – концентрация компоненты биогеохимической модели, ммоль/м³;

w_s – скорость оседания параметра (отлична от нуля только для диатомовых водорослей, растворенного органического вещества и взвешенного марганца), м/с;

 v_b – фоновое значение турбулентной диффузии, м/с²;

R(*F*) – слагаемое типа источников-стоков.

Сезонная изменчивость температуры, солености, коэффициента вертикальной турбулентной диффузии *K_H* рассчитываются в гидродинамической модели (разделы 2, 3); сезонная изменчивость вертикальной скорости *W* задается согласно параметризации, описанной в разделе 2. Эти параметры являются входными для дальнейшего расчета элементов биогеохимической модели.

Первые три слагаемых уравнения (4.1) описывают изменение концентрации компоненты со временем, вертикальную адвекцию и вертикальную турбулентную диффузию, соответственно. Четвертое слагаемое характеризует взаимодействие

компоненты *F* с другими (Рисунок 4.1). Подробная расшифровка этого слагаемого представлена для каждой компоненты при описании соответствующих блоков.



Рисунок 4.1 – Схема биогеохимических трансформаций элементов модели

Биологический блок. Первый трофический уровень пищевой цепи представлен первичными продуцентами – фитопланктоном, а именно: диатомовыми водорослями (P_d) и флагеллятами (P_f). Второй трофический уровень представлен микрозоопланктоном (H_s) и мезозоопланктоном (H_l). В модели описывается динофлагеллята *Noctiluca scintillans* (Z_n) как дополнительная независимая группа *omnivores*, которая является одним из преобладающих видов черноморской экосистемы в последние три десятилетия [Oguz et al., 2001b]. Кроме того, в трофическую цепь включен бактериопланктон (B).

<u>Фитопланктон</u>. Первичная продукция определяется произведением максимальной удельной скорости роста фитопланктона (σ_f , σ_d), функции ограничения роста Φ и концентрации фитопланктона [Oguz et al., 2000]. Функция, которая ограничивает прирост биомассы, определяется как:

91

$$\Phi = \min[\alpha(I), (\beta_n(NO_3) + \beta_a(NH_4))]f(T), \qquad (4.2)$$

где $\alpha(I) - \phi$ ункция освещенности;

 $\beta_n(NO_3), \beta_a(NH_4)$ – показатели влияния концентрации нитрата и аммония, соответственно, на рост фитопланктона;

 $f(T) = Q_{10}^{\frac{T-20}{10}}$ – показатель влияния температуры на рост фитопланктона. Функция освещенности определяется как

$$\alpha(I) = \tanh[\mathbf{a} \cdot I(z,t)/P_m^B] = \frac{\tanh\left[\mathbf{a} \cdot I_s \cdot \exp\left[-\left(k_w + k_c([P_f] + [P_d] + [D])\right)z\right]\right]}{P_m^B}, (4.3)$$

где а – наклон фотосинтетической кривой, P_m^B – масштабный множитель, [Finenko et al., 2002]. В (4.3) описана параметризация функции освещенности согласно [Jasby et al., 1976]. Предполагалось, что фотосинтетическая солнечная радиация на поверхности моря I_s уменьшается экспоненциально с глубиной из-за поглощения водой (k_w), фитопланктоном и детритом (k_c). Значения упомянутых параметров приведено в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Коэффициенты азотного и окислительно-восстановительного блоков согласно данным, приведенным в [Oguz, 2000; Konovalov et al., 2006;

		·]	
Назрание и обозначение корфиниента	Значение	Единицы	Социки
пазвание и обозначение коэффициента	в модели	измерения*	ССЫЛКИ
Доля потери растворенного органиче-			$\left[O_{\text{muz}} \text{ at al} \right] 20001$
ского вещества (экссудация), χ	0,05		[Oguz et al., 2000]
Константа ингибирования аммонием			$\left[O_{\text{muz}} \text{ at al} \right] 20001$
потребления нитратов, ψ	3,0	$($ ммоль $/$ м $^{3})^{-1}$	[Oguz et al., 2000]
Константа полунасыщения по нитра-			$\left[O_{\text{and}} \text{ at al} \right] 20001$
там и аммонию, R_n и R_a	0,5; 0,2	ммоль/м ³	[Oguz et al., 2000]
Коэффициент поглощения света водой,			$\left[O_{\text{and}} \text{ at al} \right] 20001$
k_w	0,08	M^{-1}	[Oguz et al., 2000]
			0.004-0.1 [Маньков-
Коэффициент самозатемнения, <i>k</i> _c	0,07	м ² /ммоль	ский, 1996], 0.07 [Ogu
			et al., 2000]
	•	•	•

Название и обозначение коэффициента	Значение в модели	Единицы измерения*	Ссылки
Масштабный множитель, P_m^B	2,42-7,70	мг C ·мг Chl^{-1} ·ч $^{-1}$	Finenko et al., 2002
Наклон фотосинтетической кривой, а	0,07–0,17	$\frac{\text{Mf }C \cdot \text{Mf}}{Chl^{-1} \cdot \text{y}^{-1}/(\text{Bt} \cdot \text{m}^{-2})}$	Finenko et al., 2002
Скорость анаэробного окисления аммония, k_{ax}	0,03	(ммоль/м ³) ⁻¹ сут ⁻¹	0–0,03 [Yakushev et al., 2007], 0,007 [Kuypers et al., 2003]
Скорость восстановления нитрата, k ₃	0,05	cyr^{-1}	0,001 cyr ⁻¹ [Ward et al., 1991], 0,05 [Oguz et al., 2000]
Скорость восстановления нитрита, k ₄	0,01	cyr^{-1}	0,001–0,003 cyt ⁻¹ [Ward et al., 1989]. 0,01 [Oguz et al., 2001b]
Скорость восстановления сероводо-			$0,01-0,1 \text{ cyt}^{-1}$
рода, <i>k</i> s	0,001	cyr ⁻¹	[Yakushev et al., 1997]
Скорость окисления аммония взвешен-		$(MMOЛЬ/M^3)^{-1}$	0,1–20,0 мкМ ⁻¹ сут ⁻¹
ным марганцем, <i>k</i> ₈	0,1	cyT ⁻¹	[Ward et al., 1991]
Скорость окисления аммония кислоро-	0.1	-1	$0,1-1,0 \text{ cyt}^{-1}$
дом, <i>k</i> ₁	0,1	сут 1	[Ward et al., 1991]
Скорость окисления нитрита кислоро-	0.25	-1	0,01–0,13 [Сергеев,
дом, k2	0,25	сут ^т	1979], 0,25 [Oguz et al.,
		(/ 3)-1	2000
Скорость окисления растворенного	0.1	(ММОЛЬ/М ³) ¹	0,01–0,1 MKM ¹ Cyt ¹
марганца кислородом, к ₆	0,1	cyt^{-1}	[1ebo, 1991]
Скорость окисления растворенного	0.1	(ММОЛЬ/М ³) ¹	0,01–0,1 MKM ¹ Cyt ¹
марганца нитратом, к7	0,1	сут 1	[1ebo, 1991]
Скорость окисления сероводорода взвешенным марганцем, <i>k</i> 9	100	(ммоль/м ³) ⁻¹ сут ⁻¹	[Yao et al., 1993; Lewis et al., 1991]
Скорость окисления сероволорола кис-		$(MMOЛЬ/M^3)^{-1}$	$0.01-1.0 \text{ MKM}^{-1} \text{ cvt}^{-1}$
лородом. k5	0.05	cvr ⁻¹	[Millero, 1991]
Скорость оседания взвешенного мар- ганца, <i>w</i> _s	10,0	м/сут	1,0–10 м/сут [Yakushev, 1998] 14,7 м/сут [Konovalov et al., 2004]
Скорость оседания детрита	1.0	м/сут	[Oguz et al., 2000]
Скорость оседания диатомовых водо-	7 -		2,0–8,0 [Oguz et al.,
рослей	6,0	м/сут	1999, 2000, 2001c]
Скорость разложения взвешенного ор-			$0,05-0,1 \text{ cyt}^{-1}$
ганического вещества, є	0,15	cyt^{-1}	[Oguz et al., 2000]
Скорость растворения карбоната мар-			$3,8 \text{ сут}^{-1} \text{ н} \text{M}^{-0.7}$
ганца	0,1	cyr^{-1}	[Konovalov et al., 2004]
Часть взвешенного органического ве-			
щества, которая непосредственно пре-			[Oguz et al., 2000]
образовывается в аммоний, к	0,85		
Стехиометрические коэффициенты,			
$\alpha_0, \alpha_c, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_5, \alpha_6, \alpha_7, \alpha_8$	8.	,6; 0,2; 5,3; 8,6;	0,5; 0,5; 0,4; 1,5

* – концентрация в единицах азота.

Параметры, определяющие влияние концентрации нитратов и аммония на рост фитопланктона, согласно [Oguz et al., 2000], аппроксимируются выражениями:

$$\beta_{n}(\mathrm{NO}_{3}) = [[\mathrm{NO}_{3}]/(R_{n} + [\mathrm{NO}_{3}])] \exp(-\psi[\mathrm{NH}_{4}]),$$

$$\beta_{a}(\mathrm{NH}_{4}) = [\mathrm{NH}_{4}]/(R_{a} + [\mathrm{NH}_{4}]),$$
(4.4)

где ψ – константа, характеризующая степень ингибирования аммонием потребления нитратов;

R_n, *R_a* – константы полунасыщения по нитратам и аммонию, соответственно. Константа полунасыщения (константа Михаэлиса) численно равна концентрации, при которой скорость реакции (роста) равна половине своего максимального значения.

Изменение концентрации фитопланктона регулируется балансом между первичной продукцией и изъятием биомассы фитопланктона микро, мезозоопланктоном, динофлагеллятой (второе, третье, четвертое слагаемые (4.5)–(4.6), соответственно) и смертностью фитопланктона (пятое слагаемое).

$$R(P_{f}) = (1-\chi)\sigma_{f}\Phi[P_{f}] - G_{s}(P_{f})[H_{s}] - G_{l}(P_{f})[H_{l}] - G_{n}(P_{f})[Z_{n}] - \lambda_{f}[P_{f}]^{2},$$
(4.5)

$$R(P_{d}) = (1 - \chi)\sigma_{d}\Phi[P_{d}] - G_{s}(P_{d})[H_{s}] - G_{l}(P_{d})[H_{l}] - G_{n}(P_{d})[Z_{n}] - \lambda_{d}[P_{d}]^{2},$$
(4.6)

где χ – скорость экссудации;

 λ_f , λ_d – коэффициенты смертности для флагеллят, диатомовых водорослей, которые включают в себя также эффекты дыхания и выделения. Коэффициенты потребления соответствующими видами G_s , G_l , G_n в общем случае задаются согласно уравнению Михаэлиса-Ментена:

$$G_i = r_i f_i(T) \frac{a_j F_j}{R_i + \sum_n a_n F_n},$$
(4.7)

где *r_i* – коэффициент максимальной удельной скорости поедания;

а_j – коэффициент потребления одного вида другим.

<u>Зоопланктон</u>. Изменения биомассы микро- и мезозоопланктона определяются их рационами, ростом, смертностью и экскрецией:

$$R(H_{s}) = \gamma_{s} [G_{s}(P_{f}) + G_{s}(P_{d}) + G_{s}(D) + G_{s}(B)] [H_{s}] - [G_{l}(Z_{s})[H_{l}] + G_{n}(Z_{s})[Z_{n}]] - \mu_{s}[H_{s}] - \lambda_{s}[H_{s}],$$

$$(4.8)$$

$$R(H_{l}) = \gamma_{l} [G_{l}(P_{f}) + G_{l}(P_{d}) + G_{l}(D) + G_{l}(H_{s}) + G_{l}(Z_{n})] [H_{l}] - \mu_{l}[H_{l}] - \lambda_{l}[H_{l}],$$

где *у_s*, *у_l*-коэффициенты ассимиляции;

*G*_s, *G*_l – коэффициенты потребления для микро- и мезозоопланктона;

 μ_s , μ_l – коэффициенты экскреции;

 λ_s , λ_l – коэффициенты смертности.

<u>Noctiluca scintillans</u>. Изменение биомассы Noctiluca scintillans определяется балансом между процессами питания динофлагелляты и ее смертностью и экскрецией:

$$R(Z_n) = \gamma_n [G_n(P_f) + G_n(P_d) + G_n(D) + G_n(H_s)] [Z_n] - G_n(Z_n) [H_l] - \mu_n [Z_n] - \lambda_n [Z_n],$$
(4.9)

где *у_n* – коэффициент ассимиляции;

*G*_n – коэффициенты потребления для динофлагелляты;

*µ*_{*n*} – коэффициент экскреции;

 λ_n – коэффициент смертности.

Бактериопланктон. Изменение биомассы бактериопланктона определяется процессами его питания, смертности и изъятия из пищевой цепочки микрозоопланктоном:

$$R(B) = [G_b(DON) + G_b(D)][B] - G_s(B)[H_s] - \mu_b[B],$$
(4.10)

где *G*_b – коэффициенты потребления для бактериопланктона;

DON – растворенный органический азот;

D – детрит;

у_n-коэффициент ассимиляции;

µb – коэффициент экскреции.

Параметризации взаимодействия биологических компонент содержат параметры, которые выбирались согласно данным, приведенным в [Oguz et al., 2000] (таблицы 4.2, 4.3).

Параметр	P_d	P_{f}	Hs	H_l	Z_n	В
Параметр Q_{10} в $f(T)$	1,2	1,2	2,0	2,0	2,0	2,5
Максимальная удельная скорость ро-						
ста, σ , сут ⁻¹	2,9	2,0	_	_	_	_
Максимальная удельная скорость по-						
едания, <i>r</i> , сут ⁻¹	_	_	1,7	1,0	1,0	3,2
Коэффициент смертности, λ , сут ⁻¹	0,04	0,06	0,04	0,06	0,08	_
Коэффициент выделения, μ , сут ^{-1}	_	_	0,07	0,07	0,08	0,08
Коэффициент ассимиляции, γ	_	_	0,75	0,75	0,8	_
Константа полунасыщения, <i>R</i> ,	_	_	0,5	0,4	0,5	0,75
ммоль/м ³						

Таблица 4.2 – Параметры биологического блока

В качестве начальных условий для биологического блока принимаются равные малые концентрации всех компонент. В качестве граничного условия для уравнения (4.1) на нижней границе области моделирования используется условие Дирихле. На поверхности моря потоки веществ отсутствуют.

В блоке азотного цикла описываются процессы перехода детрита (D) в растворенную органическую (DON) и неорганические формы азота: аммоний (NH_4^+),

нитриты (NO₂), нитраты (NO₃⁻). Эти процессы соответствуют минерализации, аммонификации, нитрификации, денитрификации. В качестве начальных условий используются начальные профили аммония и нитратов (Рисунок 4.2) [Oguz et al., 2000; Konovalov et al., 2006] и равные малые значения для остальных веществ. В качестве граничного условия для уравнения (4.1) на нижней границе области моделирования используется условие Дирихле. На поверхности моря потоки веществ отсутствуют.

Жертва	Хищник			
	H_s	H_l	Z_n	В
P_d	0,2	0,7	0,35	_
P_f	0,7	0,2	0,9	_
H_s	_	0,6	0,2	_
Z_n	_	0,2	_	_
В	1,0		_	_
D	1,0	0,6	0,2	0,2
DON	_	_	_	1,0

Таблица 4.3 – Коэффициенты потребления одного вида другим



Рисунок 4.2 Начальные профили сероводорода (сплошная линия), аммония (□), кислорода (●), растворенного марганца (Мп²⁺·10, ▲), нитратов (NO₃·20, штриховая линия).

Источниками <u>детрита</u> являются неусвоенные остатки съеденной пици (слагаемые в первых трех квадратных скобках уравнения (4.11), отмершие организмы (слагаемые в четвертых квадратных скобках). Потери детрита происходят в результате переработки его зоопланктоном, динофлагеллятой и бактериопланктоном (слагаемые в пятых квадратных скобках) и частичного перехода детрита в неорганические формы азота (последние слагаемые):

$$R(D) = (1 - \gamma_{s}) [G_{s}(P_{f}) + G_{s}(P_{d}) + G_{s}(B)] H_{s} + (1 - \gamma_{l}) [G_{l}(P_{f}) + G_{l}(P_{d}) + G_{l}(H_{s}) + G_{l}(Z_{n})] H_{l} + (1 - \gamma_{n}) [G_{n}(P_{f}) + G_{n}(P_{d}) + G_{n}(H_{s})] Z_{n} + [\lambda_{f} P_{f}^{2} + \lambda_{d} P_{d}^{2} + \lambda_{s} H_{s} + \lambda_{l} H_{l} + \lambda_{n} Z_{n}] - [\gamma_{s} G_{s}(D) H_{s} + \gamma_{l} G_{l}(D) H_{l} + \gamma_{n} G_{n}(D) Z_{n} + G_{b}(D) B] - \varepsilon [f_{n}(O_{2}) + f_{d}(O_{2})] D.$$

$$(4.11)$$

Изменение концентрации *растворенного органического вещества* определяется балансом между процессами аэробного распада детрита и экссудации фитопланктона (слагаемые в первых двух квадратных скобках уравнения (4.12), которые являются источниками РОВ, и потреблением бактериопланктоном (последнее слагаемое):

$$R(DON) = \chi \left[\sigma_f \Phi P_f + \sigma_d \Phi P_d \right] + (1 - \kappa) \left[[f_n(0_2) + f_d(0_2)] D - G_b(DON) B \right]$$
(4.12)

Под экссудацией понимают выделение растворенного органического вещества из клеток морских водорослей. Коэффициенты уравнений (4.11), (4.12) описаны в таблице 4.1. Согласно [Oguz et al., 2000], функция $f_n(O_2)$ характеризует эффективность протекания процесса в зависимости от концентрации кислорода. При концентрации кислорода $[O_2] \ge 3$ мкМ имеет вид: $f_n(O_2) = \frac{O_2}{O_2 + R_0}$, где R_0 =10 ммоль/м³ – константа полунасыщения. Аэробная скорость разложения вещества уменьшается с уменьшением концентрации кислорода и исчезает, когда концентрация становится меньшей 3 ммоль/м³. Когда количества кислорода недостаточно, то разложение органического вещества происходит анаэробно с использованием нитратов. Этот процесс происходит при концентрации кислорода [O₂]<3 ммоль/м³ и контролируется функцией $f_d(O_2) = \frac{K_0}{O_2 + K_0}$, где K_0 =2,5 ммоль/м³. Скорость анаэробного разложения вещества максимальна при концентрации кислорода, равной нулю, и уменьшается при возрастании его концентрации. При [O₂]≥3 ммоль/м³ $f_d(O_2) = 0$.

Процессы трансформации и перераспределения азотсодержащих соединений записываются через уравнения переноса:

$$\frac{\partial [\mathrm{NH}_{4}]}{\partial t} + W \frac{\partial [\mathrm{NH}_{4}]}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_{H} + v_{b}) \frac{\partial [\mathrm{NH}_{4}]}{\partial z} \right] + R_{1} + R_{2} - R_{3} - R_{4} - R_{5} - R_{6},$$

$$\frac{\partial [\mathrm{NO}_{2}]}{\partial t} + W \frac{\partial [\mathrm{NO}_{2}]}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_{H} + v_{b}) \frac{\partial [\mathrm{NO}_{2}]}{\partial z} \right] + R_{4} + R_{8} - R_{6} - R_{7} - R_{9},$$

$$\frac{\partial [\mathrm{NO}_{3}]}{\partial t} + W \frac{\partial [\mathrm{NO}_{3}]}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_{H} + v_{b}) \frac{\partial [\mathrm{NO}_{3}]}{\partial z} \right] + R_{7} - R_{8} - R_{10} - R_{11}.$$
(4.13)

Первые слагаемые описывают изменение концентрации нитратов, аммония и нитритов, соответственно, во времени; вторые слагаемые – перенос веществ за счет вертикальной скорости; третьи слагаемые – перенос веществ под действием диффузионного процесса. Слагаемые типа источников-стоков определяются следующим образом:

$$\begin{split} R_{1} &= \kappa \varepsilon \Big[f_{n}(\mathrm{O}_{2}) + f_{d}(\mathrm{O}_{2}) \Big] \Big[P_{n} \Big] & - \mathrm{M} \mathrm{и} \mathrm{нерализация}; \\ R_{2} &= \mu_{s} \Big[H_{s} \Big] + \mu_{l} \Big[H_{l} \Big] + \mu_{n} \Big[Z_{n} \Big] + \mu_{b} \Big[B \Big] & - \mathrm{процессы выделения}; \\ R_{3} &= \Phi \bigg(\frac{\beta_{a}}{\beta_{a} + \beta_{n}} \bigg) (\sigma_{f} \Big[P_{f} \Big] + \sigma_{d} \Big[P_{d} \Big]) & - \mathrm{потребление аммония} \\ \phi \mathrm{итопланктоном}; \end{split}$$

$$\begin{split} R_4 &= k_1 f_n(\mathrm{O}_2) \Big[\mathrm{NH}_4^{+} \Big] & -\mathrm{I} \operatorname{ступ} \mathrm{eh} \operatorname{hutpu} \phi \mathrm{ukau} \mathrm{uu}; \\ R_5 &= k_8 \Big[\mathrm{NH}_4^{+} \Big] \mathrm{MnO}_2 \Big] & -\mathrm{okuc} \mathrm{chue} \ \mathrm{ammohus} \ \mathrm{okcud} \mathrm{ommohus} \ \mathrm{maprahua} \ \mathrm{(IV)}; \\ R_6 &= k_{ax} \Big[\mathrm{NO}_2^{-} \Big] \mathrm{NH}_4^{+} \Big] & -\mathrm{ahaspofhoe} \ \mathrm{okuc} \mathrm{chue} \ \mathrm{ammohus} \ \mathrm{(peakus} \ \mathrm{ANAMMOX}) \\ R_7 &= k_2 f_n(O_2) \Big[\mathrm{NO}_2^{-} \Big] & -\mathrm{II} \ \mathrm{ctynehb} \ \mathrm{hutpu} \phi \mathrm{ukau} \mathrm{uu}; \\ R_8 &= k_3 f_d(O_2) \Big[\mathrm{NO}_3^{-} \Big] & -\mathrm{II} \ \mathrm{ctynehb} \ \mathrm{hutpu} \phi \mathrm{ukau} \mathrm{uu}; \\ R_9 &= k_4 f_d(\mathrm{O}_2) \Big[\mathrm{NO}_2^{-} \Big] & -\mathrm{II} \ \mathrm{ctynehb} \ \mathrm{dehutpu} \phi \mathrm{ukau} \mathrm{uu}; \\ R_{10} &= \Phi \Big(\frac{\beta_n}{\beta_a + \beta_n} \Big) \Big(\sigma_f \Big[P_f \Big] + \sigma_d \Big[P_d \Big] \Big) & -\mathrm{intpedoheue \ hutpu} \phi \mathrm{ukau} \mathrm{uu}; \\ R_{11} &= \alpha_7 k_7 \Big[\mathrm{NO}_3^{-} \Big] \mathrm{Mn}^{2+} \Big] & -\mathrm{okuc} \mathrm{chue} \ \mathrm{patrabul} \ \mathrm{utpata} \mathrm{uu} \mathrm{utpatau}. \end{split}$$

99

Источниками <u>аммония</u> являются процессы аэробного и анаэробного распада детрита R_1 и продукты выделения зоо-, бактериопланктона и динофлагелляты R_2 . Уменьшение концентрации аммония происходит в результате его потребления фитопланктоном R_3 . R_4 характеризует окисление аммония кислородом до нитрита (первая ступень нитрификации) в аэробных условиях. В условиях отсутствия кислорода происходит окисление аммония оксидом марганца (IV) R_5 . В ходе анаэробного окисления аммония R_6 нитрит-ион и ион аммония превращаются непосредственно в молекулярный азот: $NH_4^+ + NO_2^- \rightarrow N_2 + 2H_2O$. В масштабах Земли процесс анаэробного окисления аммония дает 30–50 % азота, образующегося в океанах. В процессе анаэробного окисления аммония утилизируются соединения фиксированного азота в усваиваемой растениями форме и переводятся в не усваиваемую молекулярную форму, поэтому этот процесс ограничивает первичную продуктивность океана [Devol, 2003].

Концентрация <u>нитрита</u> изменяется в результате окислительно-восстановительных реакций. Слагаемые R₄ и R₇ характеризует процессы, протекающие в аэробных условиях, слагаемые *R*₆, *R*₈ и *R*₉ описывают переходные процессы в условиях дефицита кислорода.

Единственным источником <u>нитрата</u> в системе является продукт второй ступени нитрификации R_7 . Уменьшение концентрации нитрата происходит в результате денитрификации R_8 , потребления фитопланктоном R_{10} и при окислении растворенного марганца R_{11} .

Следует отметить, что учет процессов, описанных слагаемыми R_4 и R_5 , был предложен в [Murray et al., 1995a; Oguz et al., 2001a]. В [Schippers et al., 2005] авторы упоминают о потенциальной возможности протекания этих процессов, но подчеркивают, что окисление растворенного марганца нитратами не было подтверждено. Вместе с тем в модели учитывается реакция окисления растворенного марганца кислородом, которая была подтверждена экспериментально [Madison et al., 2013]:

$$2Mn^{2+} + O_2 + 2H_2O \rightarrow 2MnO_2 + 4H^+$$
. (4.15)

Окислительно-восстановительные процессы описываются в третьем блоке биогеохимической подмодели и проходят при участии кислорода (O_2), нитратов (NO_3^-), сероводорода (HS^-), аммония (NH_4^+), растворенного и взвешенного марганца (Mn^{2+} , MnO_2), элементной серы (S^0).

В качестве начальных условий используются начальные профили кислорода, сероводорода, растворенного марганца (Рисунок 4.2) [Oguz et al., 2000; Konovalov et al., 2006]. В качестве граничного условия для уравнения (4.1) на нижней границе области моделирования используется условие Дирихле: концентрации аммония, сероводорода и растворенного марганца задаются равными 44,0, 152,0 и 6,27 ммоль/м³, соответственно. На поверхности моря потоки веществ отсутствуют, за исключением потока кислорода, для которого граничное условие на верхней границе задается следующим образом:

$$\left[\left(K_H + v_b \right) \frac{\partial [\mathbf{O}_2]}{\partial z} \right]_{z=0} = V_p \left(\left[\mathbf{O}_2^{sat} \right] - \left[\mathbf{O}_2 \right]_{z=0} \right), \tag{4.16}$$

где $V_p \approx 3,5 \cdot 10^{-5}$ м/с (3 м/сут) – скорость поступления кислорода из атмосферы в море;

O₂^{sat} – концентрация насыщения кислородом, рассчитывается по уравнения UNESCO [United Nations Education..., 1996] через значения температуры и солености.

Изучению окислительно-восстановительных процессов в Черном море посвящен ряд работ [Oguz et al., 2000; Розанов и др., 2002; Якушев, 2002b; Пахомова и др., 2009 и др.]. При моделировании, как правило, химизм этих процессов представляют с упрощениями, которые определяются поставленными задачами. В качестве основы будем использовать для описания окислительно-восстановительного блока химические уравнения согласно [Oguz et al., 2000]:

$$2Mn^{2+} + O_2 + 2H_2O \rightarrow 2MnO_2 + 4H^+, \qquad (4.17)$$

$$5Mn^{2+} + 2NO_3^- + 4H_2O \rightarrow N_2 + 5MnO_2 + 8H^+, \qquad (4.18)$$

$$HS^{-} + \frac{1}{2}O_2 + H^{+} \rightarrow S^{0} + H_2O,$$
 (4.19)

$$2NH_4^+ + 3MnO_2 + 4H^+ \rightarrow N_2 + 3Mn^{2+} + 6H_2O, \qquad (4.20)$$

$$HS^{-} + MnO_{2} + 3H^{+} \rightarrow S^{0} + Mn^{2+} + H_{2}O.$$
 (4.21)

Слагаемые типа источников-стоков для окислительно-восстановительного блока описываются выражениями:

$$R(O_2) = \alpha_0 [\sigma_d \Phi[P_d] + \sigma_f \Phi[P_f] - \alpha_e \mathcal{G}_n (O_2) [P_n] - \alpha_2 k_1 f_n (O_2) [NH_4] - \alpha_3 k_2 f_n (O_2) [NO_2] - \alpha_5 k_5 [O_2] [HS^-] - \alpha_6 k_6 [O_2] [Mn^{2+}],$$

$$(4.22)$$

$$R(\text{HS}^{-}) = -k_5 \text{O}_2[\text{HS}^{-}] - k_9[\text{HS}^{-}][\text{MnO}_2], \qquad (4.23)$$

$$R(S^{0}) = k_{5}[O_{2}][HS^{-}] + k_{9}[HS^{-}][MnO_{2}] - k_{s}[S^{0}], \qquad (4.24)$$

$$R(\mathrm{Mn}^{2+}) = \alpha_8 k_8 [\mathrm{NH}_4^+] [\mathrm{MnO}_2] + k_9 [\mathrm{HS}^-] [\mathrm{MnO}_2] - k_6 [\mathrm{O}_2] [\mathrm{Mn}^{2+}] - k_7 [\mathrm{NO}_3^-] [\mathrm{Mn}^{2+}], \qquad (4.25)$$

$$R(\text{MnO}_{2}) = k_{6}[\text{O}_{2}][\text{Mn}^{2+}] + k_{7}[\text{NO}_{3}][\text{Mn}^{2+}] - \alpha_{8}k_{8}[\text{NH}_{4}^{+}][\text{MnO}_{2}] - k_{9}[\text{HS}^{-}][\text{MnO}_{2}].$$
(4.26)

Коэффициенты уравнений (4.22) – (4.26) приведены в таблице 4.1. Выбор параметров основывался на данных, приведенных в литературе. Значение в модели подбиралось путем проведения серии численных экспериментов с целью получения периодического решения при долгосрочном расчете.

4.1.2 Настройка модели:

параметризация окислительно-восстановительных процессов

Одной из отличительных особенностей Черного моря от других водоемов Мирового океана является наличие субкислородной зоны. Начнем рассмотрение результатов моделирования именно с тех процессов, которые происходят в переходной области водной толщи. На границе субкислородной – анаэробной зон протекают окислительно-восстановительные реакции. Эти реакции контролируют нисходящий поток нитратов и восходящие потоки аммония и сероводорода. Корректность описания этих окислительно-восстановительных реакций во многом определяет биологические процессы в верхнем слое моря.

В <u>первом численном эксперименте</u> для описания процессов в субкислородной зоне будем использовать уравнения (4.17) – (4.21). Расчет проводится на 30 лет.

Как отмечалось ранее, в процессах взаимодействия двух различных экосистем Черного моря – аэробной (кислородной зоны пелагиали) и анаэробной – марганцу принадлежит роль особого химического элемента, свойства которого в значительной мере чувствительны к изменению окислительно-восстановительных условий среды [Пахомова и др., 2009]. Как видно из профиля концентрации растворенного марганца (Рисунок 4.2), в поверхностных водах наблюдается низкое содержание растворенного марганца (0,2 ммоль/м³); для субкислородной зоны характерен скачок его концентрации с последующим достижением максимальных концентраций (до 8 ммоль/м³) в первых десятках метров анаэробной зоны; ниже этой области наблюдается уменьшение содержания растворенного марганца до 6 ммоль/м³. Растворенный марганец под действием вертикальных движений и процессов диффузии поднимается с глубины своего промежуточного максимума (около 200– 300 м) до нижней границы субкислородной зоны, где происходит его окисление с образованием оксида марганца (IV). Последний вступает в реакции с поднимающимися из глубины аммонием и, что наиболее важно, сероводородом. При взаимодействии оксида марганца (IV) с сероводородом происходит восстановление сульфида водорода до серы. Таким образом, оксид марганца (IV) выступает своеобразным барьером, который препятствует поступлению сероводорода, опасного химического соединения для всего живого, в верхние слои экосистемы.

Анализ полученных результатов моделирования при использовании уравнений (4.17)-(4.21) показал, что в течение всего расчетного времени происходит увеличение концентрации растворенного марганца на нижней границе субкислородной зоны (Рисунок 4.3). Содержание растворенного марганца в этой области не соответствует данным наблюдений [Konovalov et al., 2006; Пахомова и др., 2009]. Накопление этой формы марганца на данной глубине происходит в результате восстановления взвешенной формы марганца в процессе взаимодействия с сероводородом. В то же время наблюдается уменьшение концентрации растворенного марганца вплоть до исчезновения его промежуточного максимума на глубинах 250-300 м. Это происходит в результате процессов вертикальной адвекции и диффузии, которые приводят к перераспределению растворенного марганца внутри анаэробной зоны (Рисунок 4.3) и изменению профиля вещества. Последствием увеличения концентрации растворенного марганца в субкислородной зоне является уменьшение концентрации нитратов (Рисунок 4.4), с которыми марганец вступает в реакцию с образованием оксида марганца (IV). Поскольку нитраты являются источником питания для фитопланктона и одним из определяющих элементов для поддержания баланса всей экологической системы, такие изменения концентрации нитратов приводят к резкому нереалистичному уменьшению продуктивности [Кубрякова и др., 2013b].



Рисунок 4.3 – Пространственно-временная изменчивость растворенного марганца Mn²⁺ (в ммоль/м³) согласно первому модельному расчету: *а* – первые 20 лет расчета; *б* – последние 10 лет расчета



Рисунок 4.4 – Пространственно-временная изменчивость концентрации нитратов NO₃⁻ (в ммоль/м³) согласно первому модельному расчету (последние 10 лет)

Таким образом, применение системы уравнений (4.17)–(4.21) при моделировании 600-метрового слоя моря не позволяет получить корректное пространственно-временное изменение одного из основных химических элементов окислительно-восстановительных процессов. Отметим, что в [Oguz et al., 2000, 2001] при использовании уравнений (4.17)–(4.21) было получено периодическое решение для центральной части бассейна, но они были применены для верхнего 150-метрового слоя моря, на нижней границе которого задавалась постоянная концентрация растворенной формы марганца и не учитывался промежуточный максимум вещества внутри анаэробной зоны. Следовательно, для описания процессов в толще воды 0–600 м необходимо использование более полной системы химический реакций.

Второй численный эксперимент.

Существует необходимость включить те процессы, которые препятствуют увеличению содержания растворенного марганца вблизи нижней границы субкислородной зоны, сохраняя в то же время его промежуточный максимум внутри анаэробной зоны. Одним из решений этой задачи может служить включение реакций, описанных в [Konovalov et al., 2004]:

$$MnO_{2} + HS^{-} + HCO_{3}^{-} + 2H^{+} \rightarrow MnCO_{3} + S^{0} + 2H_{2}O, \qquad (4.27)$$

$$MnCO_3 \to Mn^{2+} + CO_3^{2-}$$
. (4.28)

Реакции (4.27, 4.28) описывают переход растворенного марганца в его взвешенную форму – карбонат марганца (II) – в верхних слоях анаэробной зоны и затем растворение карбоната марганца (II) в более глубоких слоях моря.

Следует отметить, что карбонат марганца (II) обладает высокой скоростью осаждения, в результате чего он быстро опускается в глубокие слои анаэробной зоны и восстанавливается до растворенной формы марганца в слое его промежуточного максимума. Тем самым происходит поддержание содержания растворенного марганца на уровне 8 ммоль/м³ на глубинах 200–300 м.

Исходя из этого, перепишем слагаемое типа источники-стоки (4.25) для уравнения растворенного марганца и добавим слагаемое для уравнения карбоната марганца (II):

$$R(Mn) = \alpha_8 k_8 [NH_4] [MnO_2] + k_{10} [MnCO_3] - k_6 [O_2] [Mn^{2+}] - k_7 [NO_3] [Mn^{2+}], \quad (4.29)$$

$$106 R(MnCO_3) = k_9 [HS^-][MnO_2] - k_{10} [MnCO_3].$$
(4.30)

Граничные условия на нижней границе области моделирования для карбоната марганца (II) задавались следующим образом:

$$\left[\left(K_H + v_b \right) \frac{\partial \left[\text{MnCO}_3 \right]}{\partial z} \right] = 0, \text{ при } z = 0, H .$$
(4.31)

Модельный расчет, проведенный с уточнением системы уравнений, описывающей окислительно-восстановительные реакции, позволил получить периодическое решение для всех компонент экологической системы, в том числе и для растворенного марганца. На рисунке 4.5, представляющем собой пространственновременную диаграмму распределения Mn²⁺, хорошо просматривается периодически меняющаяся концентрация вещества на нижней границе субкислородной зоны и наблюдается промежуточный максимум вещества (8 ммоль/м³) на глубинах 210– 300 м.



Рисунок 4.5 – Пространственно-временная изменчивость растворенного марганца Mn²⁺ (в ммоль/м³) согласно второму модельному расчету

Выше изложенные предположения и результаты полученных расчетов по модели можно проиллюстрировать схемой марганцевого цикла для 600-метровой области глубоководной части моря, изображенной на рисунке 4.6.



Рисунок 4.6 – Схема марганцевого цикла для 600-метровой области глубоководной части Черного моря

Растворенный марганец под действием процессов вертикальной турбулентной диффузии и вертикальных движений поступает из глубоких слоев анаэробной зоны, в частности из слоя своего промежуточного максимума, вверх. На нижней границе субкислородной зоны Mn²⁺ вступает в реакцию окисления. В результате этого взаимодействия образовывается оксид марганца (IV), который затем вступает в реакцию с сероводородом. Образовавшийся карбонат марганца обладает высокой скоростью оседания. Внутри анаэробной зоны, когда происходит изменение условий на бескислородные, карбонат марганца растворяется с образованием растворенного марганца, тем самым поддерживая слой промежуточного максимума постоянным.

Таким образом, параметризация химических реакций, учитывающая процесс окисления сероводорода оксидом марганца (IV) с образованием карбоната марганца, позволила получить корректное долговременное воспроизведение окислительно-восстановительных процессов в системе [Кубрякова и др., 2013b]. В последующих главах будем использовать расширенную систему уравнений для описания процессов в субкислородной зоне.

4.2 Биогеохимическая боксовая модель

При построение боксового варианта биогеохимической модели за основу была использована одномерная биогеохимическая модель, в которой пространственно-временная изменчивость всех параметров задавалась согласно уравнению (4.1).

Согласно уравнению (4.1) перераспределение вещества происходит под действием вертикальной скорости и вертикальной турбулентной диффузии. В боксовой модели учитывается горизонтальный обмен веществом за счет сезонной изменчивости вертикальной скорости и горизонтальной турбулентной диффузии. Следовательно, для учета этих факторов перепишем уравнение (4.1) для обоих боксов в виде, аналогичном уравнениям переноса тепла и соли в уравнениях (3.13), (3.14), получим:

– для центрального бокса

$$\Omega_{C} \frac{\partial F}{\partial t} + w_{c} \frac{\partial F}{\partial z} - \frac{dw_{c}}{dz} \left[F - (F - F_{P})\theta(\frac{dw_{c}}{dz}) \right] = \Omega_{C} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{H} \frac{\partial F}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_{d} \left(F_{P} - F \right), \quad (4.32)$$

– для периферийного бокса

$$\Omega_{P}\frac{\partial F_{P}}{\partial t} + w_{P}\frac{\partial F_{P}}{\partial z} + \frac{dw_{c}}{dz}\left[F - (F - F_{P})\theta(\frac{dw_{c}}{dz})\right] = \Omega_{P}\frac{\partial}{\partial z}\left[K_{H}\frac{\partial F_{P}}{\partial z}\right] + \mu \cdot P_{d}(F - F_{P}) + \Psi_{F}, \quad (4.33)$$

где F и F_P - концентрации компонент биогеохимической подмодели в боксах, описывающих центральную часть моря и периферию, соответственно, ммоль/м³;

 Ψ_{F} – параметр, который определяет количество нитратов, поступающих на периферию моря с речными водами, ммоль/м³ · с⁻¹.

В модели задается поступление нитратов с речным стоком, поток веществ с НБТ отсутствует. Поступление нитратов задается следующим образом:
$$\psi_P = \frac{F_P - F_{Ni}}{\Delta z} \frac{R}{\Omega_P}, \qquad (4.34)$$

где $F_{Ni} = 30$ ммоль/м³ – концентрация нитратов, которая поступает с речным стоком на периферию бассейна. В [Lancelot et al., 2002] приводятся значения концентраций нитратов, фосфатов, аммония в речном стоке Дуная, которые составляют для разных периодов 178–232 ммоль/м³, 2,2–4,5 ммоль/м³ и 5,8–14,8 ммоль/м³, соответственно. Однако, при попадании речных вод в море большая часть биогенных элементов быстро минерализуется и выпадает в осадок [Humborg, 1997]. Резкое изменение состава вод связано с разницей фотических условий в реках и море. Первичное продуцирование в мутных речных потоках низко из-за недостатка солнечного света [Ittekkot, 1988]. При попадании легких речных вод в море, они находятся над плотными морскими водами с большим количеством света. Это приводит к росту первичной продукции [Humborg, 1997], минерализации и оседанию органического вещества. Из-за этого эффекта за эстуарийную зону выходят воды с гораздо меньшими концентрациями биогенных элементов. В [Humborg, 1997] приводятся диаграммы отношений концентрации биогенных элементов к солености вод и показано, что при удалении от источника речных вод концентрация растворенного неорганического азота, фосфатов, оксида кремния уменьшается гиперболически. Для значений солености ≈17–18 ‰, которые характерны для района континентального склона, концентрация нитратов составляет ~20-30 ммоль/м³. В этих пределах и была выбрана концентрация биогенных элементов с речным стоком.

109

4.3 Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по результатам численных экспериментов и спутниковым данным

Исследование изменений биопродуктивности Черного моря, связанных с физическими изменениями среды, представляет существенный интерес для понимания функционирования экосистемы бассейна в условиях меняющегося климата. Спутниковые и контактные данные последних лет свидетельствуют о том, что цветение фитопланктона и связанные с ним наибольшие концентрации хлорофилла «а» (C_a) в поверхностном слое Черного моря наблюдаются в осенне-зимний период [Kopelevich et al., 2002; Yunev et al., 2005; Finenko et al., 2014; Mikaelyan et al., 2017а]. В этот период зимняя конвекция и интенсивное ветровое перемешивание приводят к вовлечению глубинных вод в поверхностный слой моря [Mikaelyan et al., 2017а]. Когда плотность в верхнем слое приближается по значению к плотности на глубине максимальных концентраций нитратов и фосфатов в аэробном слое, биогенные элементы активно вовлекаются в эвфотический слой. В Черном море изза сильной халинной стратификации глубины максимального перемешивания в среднем невелики (≈50 м в центральной части бассейна), благодаря чему освещенности в ВКС в большинстве случаев достаточно для деления клеток фитопланктона. В открытом океане, где перемешивание достигает больших глубин, в среднем в перемешанном слое освещенность низкая, что ограничивает фотосинтез в холодный период года [Sverdrup, 1953]. Еще одной причиной увеличения поверхностной концентрации С_а в осенне-зимний период является вовлечение фитопланктона из слоя его подповерхностного максимума, находящегося в теплый период года на глубинах 20–40 м [Yunev et al., 2002; Финенко и др., 2005; Сорокин, 1982].

В ряде работ [Finenko et al., 2014; Mikaelyan et al., 2017а] на основе спутниковых данных показано, что межгодовая изменчивость концентрации C_a тесно связана с минимальной зимней ТПМ, которая является индикатором суровости зимы и интенсивности вертикального перемешивания. Цветение фитопланктона, например кокколитофорид, в теплый период года также сильно зависит от зимнего выхолаживания и количества поступивших зимой биогенных элементов, в частности фосфатов [Mikaelyan et al., 2011; Silkin et al., 2014]. Среди важных механизмов поступления биогенных элементов можно отметить горизонтальный кросс-шельфовый транспорт, который значительно влияет на межгодовые изменения концентрации C_a [Ginzburg et al., 2000; Oguz et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Shapiro et al., 2010; Kubryakov et al., 2016].

Количество доступных контактных данных в зимний период ограничено, а спутниковые измерения дают информацию только о содержании C_a на поверхности. По этой причине в настоящее время связь между интенсивностью зимнего выхолаживания, вертикальным вовлечением и биопродуктивностью бассейна изучены недостаточно. В данных условиях удобными инструментами для исследования влияния вертикального обмена вод на функционирование экосистемы являются одномерные физико-биохимические модели [см., например, Oguz et al., 1996]. В [Titov et al., 2004] отмечена достаточно слабая связь между толщиной ВКС и термическими характеристиками, что связано с влиянием динамических факторов на положение пикноклина. Поскольку распределение по глубине химических элементов в Черном море привязано к определенным изопикнам, удобным индикатором интенсивности их вовлечения в вертикальный водообмен является плотность перемешанного слоя.

В данном подразделе на основе спутниковых измерений концентрации C_a и температуры, гидрологических измерений, данных, полученных с буев Био-Арго, и серии модельных расчетов по одномерной физико-биогеохимической модели исследуется влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и изменчивость биомассы фитопланктона в Черном море.

Использовались ежедневные карты концентрации C_a и температуры поверхности моря с пространственным разрешением 4 км, полученные по измерениям прибора *MODIS-Aqua* за период с 2004 по 2013 гг. Концентрация C_a рассчитывалась согласно стандартному алгоритму *OC3M* [O'Reily et al., 1998]. Данные загружены из архива [*NASA Oceancolor Web*]. В осенне-зимний период концентрация *C_a*, рассчитанная по этому алгоритму, может содержать значительные ошибки, частично связанные с влиянием облачности. Для фильтрации этих ошибок был применен алгоритм, описанный в работе [Kubryakov et al., 2016].

В работе также использовались измерения трех буев Био-Арго за 2014– 2017 гг., которые позволили получить данные о вертикальном распределении концентрации C_a с высоким вертикальным разрешением (1 метр) [Xing et al., 2011]. Данные были получены из [Архив *IFREMER*].

Сезонный ход концентрации C_a и ТПМ по данным *MODIS-Aqua*, осредненные по глубоководной части бассейна (глубины >500 м) за 2004–2013 гг., находится в противофазе. Высокие значения концентрации C_a (0,9–1,0 мг/м³) характерны для периода низких значений поверхностной температуры и наблюдаются с ноября по февраль, а минимум приходится на июль (Рисунок 4.7, *a*). В холодный период года в Черном море интенсифицируется вертикальное перемешивание, связанное с выхолаживанием поверхности и действием штормов. Перемешивание вызывает сначала вовлечение фитопланктона из слоя его глубинного максимума (глубины 20– 40 м) в октябре – декабре, а затем интенсивный поток нитратов и фосфатов с нижележащих слоев. Эти два процесса приводят к возникновению максимума концентрации C_a на поверхности в центральной части Черного моря в зимний период, который фиксируется по спутниковым [Kopelevich et al., 2002; Yunev et al., 2005; Finenko et al., 2014; Mikaelyan et al., 2017а] и полевым измерениям [Ведерников и др., 2002].

На рисунке 4.7, δ представлена карта коэффициентов корреляции между концентрацией C_a в каждой точке моря и средней по бассейну ТПМ. Ряды были сглажены низкочастотным 30-дневным фильтром – и основную часть сигнала составляет сезонная изменчивость. Для большей части акватории, включая всю центральную часть бассейна, характерны высокие отрицательные значения корреляции (от минус 0,8 до минус 1,0). Они свидетельствуют о том, что для этих районов зимнее вертикальное вовлечение является основным триггером поверхностного цветения фитопланктона в Черном море. Исключение составляют шельфовые зоны, которые находятся под влиянием берегового стока крупных и средних рек на северо-западном шельфе и в юго-восточной части моря [Кубряков и др., 2017]. В этих районах концентрация C_a на сезонном масштабе хорошо коррелирует с изменчивостью стока рек. Максимальные значения наблюдаются в апреле – мае, когда реки выносят наибольшее количество органических и неорганических веществ [Ведерников и др., 2002; Finenko et al., 2014].



Рисунок 4.7 – Сезонная изменчивость концентрации C_a и поверхностной температуры (*a*); карта коэффициентов корреляции между концентрацией C_a в каждой точке моря и средней по бассейну температурой поверхности моря (б)

Спутниковые данные позволяют получать информацию об изменчивости концентрации C_a только в верхнем слое моря. Однако в летний период наиболее высокие концентрации сосредоточены в слое термоклина и под ним [Yunev et al., 2002; Финенко и др., 2005; Ведерников и др., 2002; Demidov, 2008]. Сравнительно недавно (с 2014 г.) в глубоководной части Черного моря были запущены три буя Био-Арго с биооптическими датчиками. Эти приборы на основе флюориметрических измерений дают информацию о вертикальном распределении концентрации C_a с высокой дискретностью (10 дней, 1 метр по глубине). По полученным данным была рассчитана сезонная изменчивость интегральной концентрации C_a , осредненной по слою 0–60 м (Рисунок 4.8, a – синяя линяя). Сезонный ход интегральной концентрации C_a имеет ряд отличий от хода поверхностной концентрации C_a . Пик интегральной концентрации C_a приходится на март, согласно контактным данным [Ведерников и др., 2002] пик наблюдается в феврале-марте. После чего следует резкий минимум в апреле, связанный, вероятно, с выеданием и/или массовым отмиранием фитопланктона на фоне интенсивного прогрева, приводящего к прекращению потока биогенных элементов в верхний слой. По контактным данным [Ведерников и др., 2002] в среднем за период 1973–1997 гг. минимальное значение интегральной концентрации C_a наблюдалось в мае. Второй выраженный максимум отмечается в августе по данным буев Био-Арго. Он вызван повышением концентрации C_a в слое 15–35 м. Увеличение содержания C_a в этом слое в летний период также фиксировалось по данным полевым наблюдений [Ведерников и др., 1997], второй пик отмечается в июле [Ведерников и др., 2002]. В сентябре – октябре концентрация C_a падает, а с ноября начинает расти. В зимний период (декабрь – март) отмечаются высокие интегральные значения концентрации C_a , что отвечает данным измерений [Ведерников и др., 2002].

Для исследования влияния зимнего выхолаживания на цветение фитопланктона в центральной части моря использовалась модификация одномерной биогеохимической модели, описанная в подразделе 4.1. Изменчивость атмосферных параметров задавалась на основе климатических полей, полученных по данным реанализа *ERA*-40 за 1971–2001 гг. для глубоководной части Черного моря (глубины более 500 м). Эти поля были использованы для проведения 60-летнего климатического расчета биогеохимических параметров Черного моря. Периодическое решение, достигнутое в последние 30 лет расчета, обозначено как базовое.



Рисунок 4.8 – Сезонная изменчивость: (а) концентрация *C*_a, интегральная в слое 0–60 м (синяя линия) и на поверхности (красная), рассчитанные на основе измерений буев Био-Арго; (б) биомасса диатомовых водорослей, интегральная (синяя линия) и на поверхности (красная) по данным модели; (в) вертикальное распределение биомассы диатомовых водорослей с глубиной в ммоль N/м³

115

Диатомовые водоросли рассматриваются в качестве доминирующей группы фитопланктона в Черном море [Сорокин, 1982]. На рисунке 4.8, б представлена сезонная изменчивость их поверхностной и интегральной биомасс и сезонная изменчивость их вертикального распределения по данным модели (Рисунок 4.8, в). Изменения поверхностной и интегральной биомасс достаточно хорошо согласуются с данными контактных и спутниковых наблюдений о концентрации С_а. Максимум биомассы диатомей на поверхности приходится на декабрь – февраль, а в среднем в столбе воды – на январь – март. В марте максимум биомассы диатомовых водорослей также фиксировался в [Сорокин, 1982; Ковалев, 1993]. Для поверхности моря в теплый период года, с апреля по сентябрь, характерны наименьшие значения биомассы диатомей, что согласуется со спутниковыми данными по концентрации C_a [Kopelevich et al., 2002; Yunev et al., 2005; Finenko et al., 2014; Mikaelyan et al., 2017]. При этом минимальное значение интегральной концентрации отмечается в апреле – мае, а в июле – августе наблюдается вторичный максимум, что согласуется с описанием динамики фитопланктона в [Сорокин, 1982]. Однако летний максимум в модели несколько меньше, чем по данным буев Био-Арго, что, вероятно, связано с отсутствием учета кросс-шельфового обмена биогенными элементами в одномерной модели, который интенсифицируется в весенне-летний период. На рисунке 4.8, в хорошо просматриваются основные особенности вертикального распределения фитопланктона: зимнее цветение фитопланктона, охватывающее весь перемешанный слой, и глубинный максимум в слое ниже 25 м в летнее время. Эти особенности хорошо согласуются с данными буев Био-Арго, показывающими глубинный пик концентрации C_a в летнее время в слое термоклина, а также с результатами моделирования динамики фитопланктона в Черном море, полученными в предыдущих исследованиях [Oguz et al., 2000; Дорофеев и др., 2009]. Отметим, что представленные результаты не повторяют в полной мере изменчивость экосистемы бассейна, поскольку в ней не учитываются такие важные факторы, как цветение кокколитофорид, динамика фосфатов и пр. Тем не менее, для целей настоящего

подраздела основные особенности, а именно: зимнее цветение, глубинный максимум летом – достаточно хорошо воспроизводятся при модельных расчетах с используемыми упрощениями.

Для исследования влияния зимнего перемешивания на развитие фитопланктона были проведены модельные эксперименты с различными потоками тепла в холодный период (Рисунок 4.9, *a*). Зимнему периоду соответствуют положительные значения потоков тепла, т.е. поток направлен из моря в атмосферу: положительные значения соответствуют охлаждению, отрицательные – прогреву. Положительные значения потоков тепла, соответствующие выхолаживанию, были умножены на коэффициент *k*, равный 0,5; 0,75; 1,0; 1,25; 1,5; 1,75 в различных экспериментах, т.е. потоки тепла увеличивались и уменьшались относительно базового (Рисунок 4.9, *a*, черный цвет) на 25, 50 и 75 %, соответственно.

Сезонный ход ТПМ, полученный при различных вариантах расчета, представлен на рисунке 4.9, δ . Значения минимальной ТПМ варьируют от 3,5 °C в эксперименте с k=1,75 до 9,5 °C в эксперименте с k=0,5. Отметим, что реальные изменения потока тепла в Черноморском регионе меньше, и наблюдаемый диапазон минимальной ТПМ в центральной части моря составляет 5–9 °C, что соответствует экспериментам с k=0,5-1,25. Было решено провести расчеты с большими изменениями значений потока тепла для того, чтобы получить более наглядную зависимость между поверхностной температурой и биомассой фитопланктона.



Рисунок 4.9 – Сезонная изменчивость потоков тепла (*a*), минимальной поверхностной температуры (б) и интегральной биомассы диатомовых (в) для различных модельных экспериментов. См. пояснения в тексте

На рисунке 4.9, *в* представлена сезонная изменчивость интегральной биомассы фитопланктона, полученная по результатам проведенных экспериментов. Чем холоднее зима, тем больше биогенных элементов вовлекаются в верхние слои, и тем больше интегральная биомасса фитопланктона. Максимум интегральной биомассы меняется от 55,0 ммоль N/м² для эксперимента с k=1,5 до 35,0 ммоль N/м² для эксперимента с k=1,75 (чрезвычайно холодная зима с минимальной ТПМ, равной 3,5 °C), все эксперименты показывают наличие одного основного максимума биомассы фитопланктона. При этом в холодные зимы, пик цветения фитопланктона наблюдается раньше, чем в теплые.

В интервале температур 5–9 °С зависимость максимальной интегральной биомассы диатомовых водорослей представляет собой практически линейную функцию (Рисунок 4.10, a). В то же время, рост максимальной поверхностной биомассы диатомей затухает при уменьшении температуры (Рисунок 4.10, δ), т.к. фитопланктон перераспределяется по большему слою при увеличении вертикального перемешивания.



Рисунок 4.10 – Зависимость максимальной интегральной (*a*) и максимальной поверхностной (б) биомассы диатомовых водорослей от минимальной поверхностной температуры

Модельные оценки показывают, что при изменении зимнего потока тепла на ≈ 25 % биомасса диатомовых водорослей меняется на ≈ 10 %. При уменьшении минимальной температуры от 9 °C до 5 °C интегральная биомасса меняется в 1,5 раза от 36 до 56 ммоль N/м², а поверхностная – от 0,4 до 0,6 ммоль N/м³. Таким образом, при смене зимы от нормальной к суровой, биомасса фитопланктона будет выше на ≈ 25 %, а от теплой к суровой на ≈ 50 %.

Влияние интенсивности зимнего выхолаживания по модельным расчетам просматривается не только во время максимума цветения, но и в последующие ме-

сяцы, в том числе и летом. Примеры вертикального распределения диатомовых водорослей для июля, следующего за холодной (k=1,25), базовой (k=1,0) и теплой (k=0,75) зимой показаны на рисунке 4.11. В глубинном пике биомасса фитопланктона увеличивается от 0,33 до 0,38 и 0,44 ммоль N/м³ для k=0,75; 1,0; 1,25, соответственно. Летом в слое глубинного максимума и на поверхности биомасса фитопланктона выше после самых холодных зим, поскольку большее количество нитратов было регенерировано после бурного зимнего цветения. Таким образом, расчеты показывают, что зимние условия влияют и на характеристики летнего цветения фитопланктона. Отметим, что в реальных условиях в весенне-летний период значительное влияние на цветение оказывает также кросс-шельфовый обмен биогенными элементами [Shapiro et al., 2010; Kubryakov et al., 2016], который в данной модели не учитывается.



Рисунок 4.11 – Июльский профиль концентрации диатомовых для разных экспериментов: при k=1,25 (холодная зима) – синяя линия, при k=1,0 (базовый расчет) – фиолетовая, при k=0,75 (теплая зима) – красная

Таким образом, вертикальное вовлечение фитопланктона и биогенных элементов в поверхностный слой – важный фактор, определяющий интенсивное осенне-зимнее цветение фитопланктона в поверхностном слое. В работе на основе расчетов одномерной физико-биохимической модели определена связь между интенсивностью зимнего выхолаживания и биомассой фитопланктона. Эксперименты с различными потоками тепла показали, что интегральная и поверхностная биомасса фитопланктона меняется на ≈50 % при изменении условий от холодной до теплой зимы [Kubryakova et al., 2018]. Результаты модели показывают, что интенсивность зимнего выхолаживания влияет и на время наступления зимнего пика цветения. В холодные зимы он наблюдается раньше на один месяц, чем в теплые, поскольку перемешивание достигает слоя максимума биогенных элементов быстрее. В то же время в работе [Mikaelyan et al., 2017b] показано, что в суровые зимы при превышении глубины ВКС критичной глубины Свердрупа освещенности может быть недостаточно для развития фитопланктона, что приводит к обратному эффекту – более позднему цветению в суровые зимы. В используемой модели сезонная изменчивость фотосинтетического параметра задавалась согласно результатам работы [Финенко и др., 2002]. В [Финенко и др., 2002] авторы на основе контактных измерений показывают, что в зимний период значения фотосинтетического параметра возрастают в два раза. Авторы связывают это с увеличением доступного количества биогенных элементов. Поэтому в наших расчетах уменьшение освещенности практически не влияло на цветение фитопланктона зимой даже при наибольших глубинах перемешивания (~70 м).

Модельные расчеты также показали, что биомасса фитопланктона в глубинном летнем максимуме также зависит от зимнего выхолаживания и выше на ≈ 30 % в годы после холодных зим. Следует отметить, что в теплый период большую, а часто и определяющую, роль для экосистемы играет горизонтальный кросс-шельфовый перенос питательных веществ [Ginzburg et al. 2000; Oguz et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Kubryakov et al., 2016]. Оба фактора – зимнее вовлечение и горизонтальный транспорт – действуют одновременно. Зачастую они имеют противоположную изменчивость, т.к. в теплые годы циркуляция ослабевает [Titov, 2004], что благоприятствует генерации вихрей и увеличению горизонтального транспорта в бассейне [Kubryakov et al., 2016]. Прямая связь между ТПМ и концентрацией C_a в бассейне с наиболее высокими корреляциями на периферии бассейна [Kubryakov et al., 2016] свидетельствует о том, что, по-видимому, роль горизонтального транспорта более велика на периферии и сопоставима с влиянием вертикального перемешивания в центральной части бассейна. Величина и химический состав речного стока также подвержены существенным межгодовым колебаниям, которые являются

121

важнейшей причиной изменения биохимической структуры вод бассейна [Konovalov et al., 2001].

4.4 Результаты моделирования по боксовой физико-биогеохимической модели Черного моря

4.4.1 Субкислородная зона

Верхний слой моря сильностратифицирован и известно, что химические компоненты распределены по изопикническим линиям. В связи с этим в последние десятилетия широко применяется практика – отображать профили химических соединений относительно условной плотности σ_t , чтобы уменьшить влияние пространственной изменчивости положения изопикн на результаты анализа [Murray et al., 1995; Konovalov et al., 1997; Oguz et al., 2000]. На рисунке 4.12 представлена структура субкислородной зоны, полученная по результатам моделирования. Результаты моделирования сопоставлялись с данными контактных измерений, проведенных во время экспедиции НИС «*Knorr*» 1988 г., 2001 г. и данными экспедиции в рамках проекта *NATO TU-Black Sea* (Рисунок 4.13, *a–г*), и с расчетами по моделям [Oguz et al., 1996, 2001].

Анаэробная зона обогащена сероводородом и аммонием. На глубинах, соответствующих условной плотности $\sigma_i \approx 16,25$ по результатам боксовой модели начинается уменьшение концентрации сероводорода, в соответствии с данными измерений 1991–1994 гг., сделанным в рамках проекта *NATO TU-Black Sea*, и модельными расчетами [Oguz et al., 2000] (Рисунок 4.12, 4.13). На этих глубинах присутствует элементная сера, что свидетельствует об окислении сероводорода на этих горизонтах. Максимальная концентрация элементной серы ($\sigma_i \approx 16,24$) по расчетам боксовой модели составляет порядка 0,1 ммоль/м³. Это значение хорошо согласуется с данными измерений (Рисунок 4.13, *a*, *b*), согласно которым максимальные значения элементной серы $(0,1-0,2 \text{ ммоль/м}^3)$ наблюдались на глубинах $\sigma_t \approx 16,15-16,25$ в разные годы измерений. Окисление сероводорода в субкислородной зоне происходит, в основном, за счет его реакции с оксидом марганца (IV). Растворенный марганец, высокие концентрации которого наблюдаются в анаэробной зоне, под действием диффузии и вертикальной адвекции поднимается из глубинных слоев в субкислородную зону, где окисляется с образованием оксида марганца (IV). Как по натурным измерениям, так и по модельным данным концентрация растворенного марганца (II) составляет порядка 4 ммоль/м³ на нижней границе субкислородной зоне, родной зоны (Рисунок 4.12, 4.13, *б*, *г*).



Рисунок 4.12 – Структура субкислородной зоны: среднегодовые профили нитратов, аммония, сероводорода, кислорода, растворенного марганца, элементной серы и оксида марганца по модельным расчетам



a – данные по O₂, NO₃, H₂S – из рейсов 1991–1994 в рамках проекта *NATO TU-Black Sea*, данные NH₄ – из экспедиции HИС «*KNORR*» 1988, данные S₀ – из экспедиции HИС «*KNORR*» 2001, данные Mn²⁺ – из экспедиции HИС «*KNORR*» 1988, 2001 [Konovalov et al., 2006]; δ – данные Fe²⁺ – из экспедиции HИС «*Knorr*» 1988, данные N₂ – из [Murray et al., 2003a, b], [Konovalov et al., 2006]; ϵ – профили O₂, H₂S, NH₄, NO₃, NO₂, S₀, и (ϵ) профили Mn²⁺, MnO₂ – данные по станции BS3-6 (43°N, 34°E) из экспедиции HИС «*Knorr*» 1988 [Oguz et al., 2001]

Субкислородная зона характеризуется отсутствием не только сероводорода, но и кислорода, максимальные концентрации которого наблюдаются в верхнем

124

слое, а на глубинах, соответствующих $\sigma_t \approx 15,85$ и ниже, его концентрация меньше 3 ммоль/м³ [Kubryakova et al., 2016]. Сопоставление показало, что полученные результаты корректно воспроизводят биогеохимическую структуру моря и качественно согласуются с результатами предыдущих исследований [Oguz et al., 1996, 2001]. Субкислородный слой в области континентального склона бассейна характеризуется качественно таким же распределением химических соединений, но в профилях веществ хорошо заметно опускание изолиний вследствие действия нисходящей вертикальной скорости на периферии.

Растворенный в морской воде кислород являясь одним из важнейших гидрохимических показателей состояния среды, обеспечивает существование водных организмов и определяет интенсивность окислительных процессов в морской среде. Рассмотрим подробнее пространственно-временную изменчивость концентрации кислорода по результатам моделирования. Концентрация кислорода в эвфотическом слое подвергается выраженным сезонным изменениям, которые варьируются от 250 до 450 ммоль/м³ (Рисунок 4.14, а). В зависимости от интенсивности продукции фитопланктона значения концентрации кислорода меняются от 340 до 450 ммоль/м³ в подповерхностном слое. Наибольшие концентрации характерны для летне-осеннего периода. Происхождение подповерхностного максимума кислорода связано, в первую очередь, с активным фотосинтезом фитопланктона, который аккумулируется в слое у верхней границы термоклина [Сорокин, 1982]. В этот слой проникает достаточное количество света, поскольку термоклин в Черном море находится вблизи поверхности. Ниже 50 м концентрация кислорода линейно уменьшается вследствие ослабления фотосинтеза и потребления на окисление органических веществ и дыхание водных организмов. Все вышеописанные особенности распределения концентрации кислорода согласуются с модельными расчетами работы [Oguz et al., 2000], представленными на (Рисунок 4.14, δ).



Рисунок 4.14 – Сезонная изменчивость концентрации кислорода (центральная часть), ммоль/м³: *a* – по расчетам боксовой модели; *б* – по расчетам одномерной модели [Oguz et al., 2000]

Другим фактором, регулирующим концентрацию кислорода у нижней границы аэробной зоны, является характер вертикального распределения солености [Сорокин, 1982]. Соленость определяет интенсивность вертикального перемешивания, за счет которого осуществляется поставка растворенного кислорода в толщу воды ниже эвфотической зоны. Среднемесячные профили кислорода (Рисунок 4.15, *a*) наглядно демонстрируют снижение концентрации кислорода от 100 ммоль/м³ на $\sigma_t \sim 15,0$ до 10 ммоль/м³ на $\sigma_t \sim 15,8$ без сезонных изменений. Сезонная изменчивость концентрации кислорода, полученная по модельным данным, повторяет профили кислорода по данным измерений (Рисунок 4.15, *б*, *в*). В субкислородной зоне кислород пропадает на $\sigma_t \sim 16,0$. Полученные результаты согласуются с данными предыдущих исследований [Konovalov et al., 2006; Yakushev et al., 2007].



Рисунок 4.15 – Среднемесячные профили кислорода (центральная часть), ммоль/м³: *a*, *б* – по данным расчета боксовой модели; *в* – данные измерений, приведенные в [Oguz et al., 2000]

4.4.2 Сезонная изменчивость биологических компонент экосистемы

Биологические компоненты экосистемы, представленные в модели, взаимодействуют по принципу «хищник-жертва» [Вольтерра, 1976]. Согласно п. 4.1 хищниками в данной системе являются микро- и мезозоопланктон и хищная динофлагеллята *Noctilluca scintillas*, а в качестве «жертвы» выступают фито- и бактериопланктон.







Рисунок 4.17 – Сезонная изменчивость концентрации мезозоопланктона (центральная часть)

Фитопланктон представлен двумя группами: диатомовыми и флагеллятами. Цветение диатомовых водорослей наблюдается зимой с максимумом в январе (Ри-

сунок 4.16). Это связано с тем, что в этот период наблюдается конвекция и в результате перемешивания столба жидкости нитраты из слоя их максимума поступают в эвфотический слой, для которого характерны подходящие для развития цветения условия освещенности. Наличие биогенных веществ и света в эвфотическом слое приводит к цветению фитопланктона. Глубинный максимум наблюдается на глубинах порядка 50 м с апреля по июнь. Пик цветения флагеллят приходится на осенний период (сентябрь-октябрь). После цветения диатомовых водорослей наблюдается рост мезозоопланктона в феврале-марте (Рисунок 4.17). На поверхности концентрации мезозоопланктона меньше, чем в августе, что вызвано зимним перемешиванием и распределением мезозоопланктона в верхнем 50-метровом слое. В августе мезозоопланктон сосредоточен в верхнем 15-метровом слое. Интегральная биомасса наибольшая в феврале-марте.

4.4.3 Временная изменчивость азотсодержащих соединений

Для описания биологических параметров существенную роль играет распределение азотсодержащих соединений. Начнем рассмотрение с органического вещества – <u>детрита</u>, который участвует в биологическом круговороте элементов питания и содержит азот. Увеличение концентрации растворенного органического вещества начинается с января, достигая максимального значения концентрации (0,25 ммоль N/м³ – в центральной части бассейна, 0,2 ммоль N/м³ – в районе континентального склона) в слое 25–60 м с января по май (Рисунок 4.18). Рост концентрации детрита связан с зимним пиком цветения фитопланктона и его последующим выеданием, смертностью. Часть детрита регенерируется в аммоний, а часть оседает за пределы аэробной зоны, где подвергается анаэробному разложению.



часть, δ – район континентального склона, ммоль/м³

Аммонийный азот появляется в морской воде как первичный продукт обмена веществ и как результат полной минерализации детрита. Аммонийный азот потребляется фитопланктоном в процессе фотосинтеза, вследствие этого вертикальная структура распределения аммония носит сезонный характер, что отображено в результатах модельного расчета на рисунке 4.19. Водоросли затрачивают меньшую энергию при усвоении аммонийного азота по сравнению с ассимиляцией нитратов. Зимой во время конвекции происходит цветение фитопланктона, следовательно, в этот период количество органического вещества в эвфотическом слое увеличивается. Вслед за этим в процессе регенерации образуется аммоний – в сезонном термоклине формируется слой с концентрацией 0,3-0,6 ммоль/м³ (Рисунок 4.19, *a*), который наблюдается непрерывно с февраля по апрель [Kubryakova et al., 2016]. Подповерхностный максимум аммония формируется за счет процессов регенерации: экскреции и аэробного перехода органического вещества в аммоний. После цветения запасы аммония истощены вследствие его потребления фитопланктоном, поэтому содержание аммония в верхнем слое невелико. В кислородном слое протекает процесс нитрификации, интенсивность которого определяется температурой воды, содержанием в ней кислорода и аммония. В результате этого процесса значительная часть аммония переходит в нитраты. С глубиной концентрация аммония увеличивается линейно и на глубине $\sigma_t \sim 16,2$ достигает 1 ммоль/м³, а на нижней границе интегрирования (σ_t~16,7) достигает значения 35,8 ммоль/м³ (Рисунок 4.19, б). Для анаэробной зоны моря высокие концентрации аммония характерны в

связи с пополнением его запасов в этой зоне за счет распада осаждающихся остатков организмов [Brewer, 1973; Розанов и др., 2002].

Одним из источников пополнения запасов нитратов в верхнем слое может выступать глубинный аммоний, которым насыщены глубинные воды Черного моря. В результате диффузионных процессов и вертикального подъема вод происходит транспорт аммония к границе анаэробной и субкислородной зон.



Рисунок 4.19: *а* – сезонная изменчивость концентрации аммония с глубиной в центральной части бассейна; *б* – среднемесячные профили концентрации аммония по модельным расчетам центральной части Черного моря: март – черная линия, май – зеленая, август – красная, октябрь – оранжевая

Нитриты. В профиле нитритов наблюдаются два максимума (Рисунок 4.20). Первый максимум (~0,2 ммоль/м³) на глубинах 50–70 м совпадает с максимумом аммония. Это является следствием того, что нитриты являются промежуточным продуктом первой ступени процесса нитрификации и по значениям соответствует данным из [Codispotti et al., 1991; Basturk et al., 1997]. Второй максимум (~0,5 ммоль/м³) в слое 100–110 м связан с процессом денитрификации, при котором нитраты восстанавливаются до нитритов и далее до молекулярного азота.



Рисунок 4.20 – Сезонная измечнивость концентрации нитритов с глубиной *a* – центральная часть, *б* – район континентального склона

Нитраты. Нитраты также, как и аммонийный азот в слое фотосинтеза используются фитопланктоном для поддержания его жизнедеятельности, вследствие этого вертикальная структура распределения нитратов носит сезонный характер. Зимняя конвекция в период с декабря по март способствует перемешиванию нитратов и поступлению их в эвфотический слой, где они потребляются фитопланктоном и в результате зимой наблюдается цветение фитопланктона. Глубже фотического слоя наблюдается увеличение концентрации нитратов в результате их образования из аммония, и слой 50–100 м характеризуется высокими концентрациями нитратов. Этот слой носит название слоя максимума нитратов. Среднегодовой профиль нитратов (Рисунок 4.21) демонстрирует слой высокого содержания нитратов, который располагается в слое $\sigma_t \sim 14,5-16,0$, что соответствует глубинам 50–115 м. Пик нитратов достигает концентрации 6,8 ммоль/м³, что соответствует известным литературным данным [Oguz et al., 2000; Konovalov et al., 2006; Yakushev et al., 2007], согласно которым величина максимума нитратов в зависимости от года варьируется от 6,0 до 9,0 ммоль/м³ в разных районах моря. В районе континентального склона максимум нитратов находится ниже, из-за нисходящих вертикальных движений вод в этой области. С глубиной содержание нитратов постепенно уменьшается, в основном, в результате процессов денитрификации. На $\sigma_t \sim 16,0$ нитраты исчезают, это позиция находится на 40 м ниже максимума нитратов.



Рисунок 4.21 – Среднегодовые профили нитратов: центральная часть – сплошная линия, район континентального склона – •

4.5 Потоки органического и неорганического азота

Стабильное функционирование морской экосистемы возможно при сбалансированном поступлении и стоке, в первую очередь, биогенных элементов. Изучение механизмов поступления питательных веществ особенно интересно для глубоководной части бассейна, находящейся на удалении от непосредственного поступления речных богатыми питательными веществами вод. Возможно воздействие нескольких механизмов, приводящих к транспорту азота в аэробную часть центрального района моря: горизонтальный обмен с периферией и восходящий поток аммония из анаэробной зоны. Помимо источников азота внешний баланс в верхнем слое центральной части моря включает в себя потери азота в результате перехода неорганических форм азота в свободную форму и осаждение органических соединений.

В предыдущем разделе была предложена модель Черного моря и получено периодическое решение для биогеохимической структуры бассейна. На основе разработанной модели предлагается рассмотреть относительное влияние горизонтального обмена и вертикального подъема аммония из анаэробной зоны на поддержание постоянного содержания азота в аэробной зоне центральной части бассейна. Условно разделим рассматриваемые области континентального склона и центральной части моря на три слоя: аэробный ($[O_2] \ge 3$ ммоль/м³), субкислородный ($[O_2] < 3$ ммоль/м³ и $[H_2S] < 5$ мкмоль/м³) [Murray et al., 1995] и анаэробный ($[H_2S] \ge 5$ мкмоль/м³). Будем оценивать потоки в пределах выделенных зон и на их границах. Модельные расчеты концентрации веществ проводились в ммоль N/м³, посчитанные значения потоков были переведены в т/год.

Рассмотрим подробнее процессы, которые приводят к потере азота из системы.

4.5.1 Поток оседающего органического вещества

В слое фотосинтеза первичная продукция частично трансформируется в результате процессов регенерации и выедания зоопланктоном, оставшаяся часть выносится за пределы слоя – 80–90 % минерализуется в пределах ХПС [Gregoire et al., 2004b; McCarthy, 2007].

Взвешенное органическое вещество (детрит) и фитопланктон (диатомовые водоросли) оседают со скоростями *w_i*, величины которых гиперболически изменяются в зависимости от концентрации соответствующих веществ (Рисунок 4.22):

$$w_i(z) = w_i^* \left\lfloor \frac{F_i}{R_i + F_i} \right\rfloor,\tag{4.35}$$

где w_i^* – максимальная скорость оседания детрита и диатомовых водорослей, соответственно, м/с. Считается, что при больших концентрациях вещества образуют агрегаты («морской снег»);

R_i – константа полунасыщения по детриту и диатомовым водорослям, соответственно, ммоль/м³ (см. Таблицу 4.1).



Рисунок 4.22 – Среднегодовые профили: вертикальной скорости в центральной части моря (красная линяя), скорости оседания диатомовых водорослей (синяя) и детрита (черная)

Среднегодовой профиль вертикальной скорости в глубоководной части бассейна характеризуется максимумом на 30 м со значением $5,7\cdot10^{-7}$ м/с. Максимальные значения скоростей оседания детрита ($2,5\cdot10^{-5}$ м/с) и диатомовых водорослей ($0,4\cdot10^{-5}$ м/с) наблюдаются в пределах ХПС (на глубине 50 м). Это связано с высокими среднегодовыми концентрациями этих веществ в слое: за счет минерализации детрита и цветения диатомовых водорослей на этих глубинах в теплый период.

Поток рассчитывается как сумма адвективного и диффузионного потоков оседающего органического вещества на каждый момент времени согласно уравнению:

$$M_{s}^{j} = \Omega^{j} \left[\sum_{i=1}^{2} F_{i}^{j} \left(W^{j} - w_{i} \right) + \sum_{i=1}^{2} K_{H}^{j} \cdot \frac{dF_{i}^{j}}{dz} \right], \qquad (4.36)$$

где *j* – номер бокса в модели;

при *i*=1 уравнение (4.36) описывает поток оседающего детрита, при *i*=2 – поток оседающих диатомовых водорослей.

На рисунке 4.23 представлена сезонная изменчивость среднего потока оседающего органического вещества на двух горизонтах: на верхней и нижней границах субкислородной зоны. По графику видно, что пик оседания органического вещества на верхней границе субкислородной зоны приходится на летний период. Это вызвано тем, что в этот период в подповерхностном слое наблюдается интенсивное

цветение фитопланктона [Финенко и др., 2005] и на нижней границе этого слоя происходит максимальная минерализация вещества. В то время как в зимний период цветение наблюдается выше и меньшее количество органического вещества достигает глубин субкислородной зоны, большая его часть минерализуется в эвфотическом слое.



Рисунок 4.23 – Сезонная изменчивость среднего потока оседающего органического вещества на верхней (черная линия) и нижней (синяя) границах субкислородной зоны (центр)

Поток оседающего органического вещества на границе аэробной-субкислородной зон в более чем 5 раз превышает этот поток на нижней границе субкислородной зоны (Рисунок 4.23), что связано с интенсивными процессами минерализации органического вещества, которые протекают в субкислородной зоне.

4.5.2 Образование молекулярного азота

Азот выводится из аэробной и субкислородной зон как за счет оседания детрита и диатомовых водорослей, так и в процессе денитрификации, окисления марганца (II) нитратом, окисления аммония оксидом марганца (IV) и анаэробного окисления аммония (Рисунок 4.24). В результате этих процессов образуется молекулярный азот, который уходит в атмосферу [Kuypers et al., 2003; Gregoire et al., 2010]. Эти реакции протекают в анаэробных условиях. Существуют разные мнения о том, какая относительная роль денитрификации и анаэробного окисления аммония в глобальном масштабе, однако ряд авторов показал, что в масштабе всего океана соотношение этих процессов равно примерно 70:30, соответственно [Kuypers et al., 2003].



Поток азота в атмосферу в результате выше приведенных реакций рассчитывался по формуле:

$$M_{N_{2}}^{j} = \sum_{z} \left(k_{4} f_{d} (O_{2}) [NO_{2}^{j}(z)] + k_{5} [NH_{4}^{j}(z)] [MnO_{2}^{j}(z)] + \alpha_{7} k_{7} [NO_{3}^{-}] [Mn^{2+}] + k_{Ax} [NO_{2}^{j}(z)] [NH_{4}^{j}(z)] \right)$$
(4.37)

На рисунке 4.25 представлены среднегодовые профили потоков молекулярного азота в атмосферу. Согласно модельным расчетам процессы окисления аммония оксидом марганца (IV), марганца (II) нитратом, анаэробного окисления аммония нитритом и денитрификации протекают в слое ~100–138 м, максимальные значения потоков составляют 0,5·10³ т/год, 0,5·10³ т/год, 1,3·10³ т/год и 3,9·10³ т/год, соответственно. На рисунке 4.25 видно, что процесс окисления аммония оксидом марганца (IV) происходит на больших глубинах (на границе субкислородной-анаэробной зон), чем другие процессы. В результате денитрификации потери азота в атмосферу в среднем в 3 раза превышают потери азота при анаэробном окислении аммония, что согласуется с [Kuypers et al., 2003].



Рисунок 4.25 – Среднегодовые профили потока азота в атмосферу в результате: процесса денитрификации (синяя линяя), анаэробного окисления аммония (красная), окисления марганца (II) нитратом (зеленая) и окисления аммония оксидом марганца (IV) (черная)

4.5.3 Восходящий поток аммония из анаэробной зоны

Для центральной части Черного моря, над которой преобладает циклоническая завихренность ветра, характерной особенностью является подъем вод. Вертикальные движения могут приводить к подъему аммония, концентрация которого высока в анаэробной зоне.

Скорость поступления аммонийного азота из анаэробной зоны контролируется интенсивностью турбулентного обмена и адвективного потока на нижней границе субкислородной зоны. Соответственно значения восходящих потоков аммонийного азота на каждый момент времени могут быть рассчитаны по уравнению вертикального переноса в стратифицированной среде:

$$M_{A} = W \cdot \left[\mathrm{NH}_{4} \right] - K_{H} \cdot \frac{d \left[\mathrm{NH}_{4} \right]}{dz}, \qquad (4.38)$$

где M_A – восходящий поток аммония, ммоль·м⁻²·c⁻¹; [NH₄] – концентрация аммонийного азота, ммоль/м³. Значения восходящего потока определяем на верхней и нижней границах субкислородной зоны. По результатам вычислений построена его сезонная изменчивость (Рисунок 4.26). Характер внутригодовой изменчивости восходящего потока аммония в субкислородную зону определяется, в основном, адвективной составляющей потока. Влияние диффузионного обмена на нижней границе субкислородной зоны менее значимо. Поступление аммонийного азота в субкислородную зону за счет адвекции постепенно увеличивается на протяжении осенне-зимнего периода, достигая максимальных значений в декабре (≈50·10³ т N/год). В весеннелетний период восходящий поток уменьшается и меняет знак (с мая по июль), что связано с изменением направления вертикальной скорости в этот период.



Рисунок 4.26 – Сезонная изменчивость адвективного потока аммония на нижней (красная линия) и верхней (синяя) границах субкислородной зоны

В субкислородной зоне происходит активное потребление аммония в результате окисления оксидом марганца и его анаэробного окисления (реакция *annamox*). Поэтому значения восходящего потока на границе аэробной-субкислородной зон уменьшается до 10 % по сравнению с максимальными значениями потока на нижней границе субкислородной зоны [Kubryakova et al., 2013, 2016]. Сезонный ход потока аммония совпадает на верхней и нижней границах субкислородной зоны. Зимой он максимален и составляет ≈5·10³ т N/год, в летний период уменьшается до нуля, что связано с сезонной изменчивостью вертикальной скорости.

На диаграмме (Рисунок 4.27) хорошо просматривается сезонное распределение восходящего потока аммония по глубине. Высокие значения потока (от 30·10³ до 70·10³ т N/год) наблюдаются в слое 125–200 м, на границе субкислородной-анаэробной зон и в верхнем слое анаэробной зоны. Это объясняется относительно высокими значениями вертикальной скорости и достаточным содержанием аммония на этих глубинах.



Рисунок 4.27 – Сезонная изменчивость адвективного потока аммония, 10³ т N/год

4.5.4 Горизонтальные потоки органического и неорганического азота

Горизонтальный обмен веществом в рамках модели происходит в результате действия вертикальной ячейки циркуляции, обусловленной экмановским переносом и потоками плавучести, и горизонтальной турбулентной диффузии. Следует отметить, что экмановский перенос в настоящей работе определяется изменчивостью профиля вертикальной скорости, которая задается согласно предложенной параметризации в разделе 2.

Горизонтальный обмен, обусловленный горизонтальной турбулентной диффузией, рассчитывался по формуле:

$$M_D = \int \kappa_i \cdot \Delta F_i(z) \cdot P. \tag{4.39}$$

Горизонтальный обмен, обусловленный экмановским переносом, рассчитывался по формуле:

при V
$$\ge 0$$
 $M_E = \int V \cdot F_P(z) \cdot P \cdot dz,$ (4.40)
при V < 0 $M_E = \int V \cdot F_C(z) \cdot P \cdot dz,$

где *F*_{*P*}, *F*_{*C*} – концентрация вещества на периферии и в центральной части бассейна, соответственно.

Отдельно оценивался перенос органического и неорганического азота (азот нитратов и нитритов, аммонийный азот).

Неорганический азот. В слое 0–135 м основной вклад в неорганический азот дают нитраты, поскольку их содержание в этом слое доминирует над нитритами и аммонием.

<u>Слой 0–25 м.</u> В верхнем 25-метровом слое концентрация азота нитратов невелика, поскольку на этих глубинах он активно потребляется сообществом фитопланктона. В связи с этим горизонтальный транспорт неорганического азота в этом слое незначительный и потоки M_D и M_E практически компенсируют друг друга.

<u>Слой 25–135 м.</u> Заметную роль в перераспределении вещества горизонтальный перенос начинает играть в слое нитроклина. В центральной части бассейна нитроклин располагается несколько выше, чем на периферии. Поэтому в среднегодовом профиле потока M_D наблюдается два максимума: первый – на глубине 60 м со значением $4 \cdot 10^3$ т/год – иллюстрирует перенос из центра на периферию и второй – на 100 м со значением $3 \cdot 10^3$ т/год характеризует поток в обратном направлении (Рисунок 4.28, *a*, красная линия). Суммарный диффузионный поток в обоих направлениях незначительный.

Наибольшее влияние на транспорт неорганического азота в этом слое оказывает механизм вертикальной ячейки циркуляции (Рисунок 4.29, *a*, синяя линия), под действием которого переносится ≈135·10³ т/год неорганического азота из рай-

она континентального склона в центр бассейна (Таблица 4.4). Максимальные значения потока характерны для зимнего периода, когда в бассейне происходит интенсификация циклонической циркуляции и отток воды из области континентального склона в центральную часть моря в слое 50–118 м (Рисунок 4.28, δ). На диаграмме наглядно показаны области с высокими значениями потока, ядро которого сконцентрировано около 75-метрового горизонта. В летний период поток M_E направлен из центра на периферию, но значительно уступает в значениях потоку в холодное время года, поэтому не оказывает существенного влияния на среднегодовой профиль потока M_E .



Положительные значения потока соответсвуют переносу с периферии в центр моря; отрицательные значения – перенос из центра на периферию

Рисунок 4.28 – Неорганический азот: а – среднегодовые профили горизонтальных потоков, обусловленные сезонной изменчивостью вертикальной скорости (синяя линия) и горизонтальной турбулентной диффузией (красная); б – сезонная изменчивость горизонтального потока в слое 0–125 м (поток обусловлен действием сезонной изменчивости вертикальной скорости)

Органический азот. Суммарная концентрация органического азота определяется как общая биомасса фито-, зоо-, бактериопланткона, *Noctiluca*, объем взвешенного и растворенного органического азота.

<u>Слой 0–25 м.</u> Для этого слоя характерна высокая биопродуктивность, которая ярче выражена на периферии, поскольку она богата биогенными элементами, при-

ходящими с речным стоком. Более высокая продуктивность на периферии по сравнению с центральным районом моря объясняет направленность горизонтального диффузионного потока (Рисунок 4.29, *a*, красная линяя) в центр в верхнем слое. Интегральная по слою величина потока – $15 \cdot 10^3$ т/год. В это же время наблюдается перенос органического вещества из центра на периферию в результате сезонной изменчивости вертикальной скорости ($\approx 47 \cdot 10^3$ т/год). При детальном анализе видим, что поток из центра на периферию существует в зимне-весенний период, интенсифицируясь с декабря по февраль (Рисунок 4.29, *б*). В отличие от неорганического азота на перераспределение органического азота в верхнем 25-метровом слое большое влияние оказывает вертикальная ячейка циркуляции.

Таблица 4.4 – Значения горизонтальных потоков неорганического и органического азота

Глубины, м	Поток	Неорганический азот,	Органический азот,
		т N / год	т N / год
0–25	M_E	-3·10 ³	$-47 \cdot 10^3$
	M_D	-1.10^{3}	$15 \cdot 10^3$
25–50	M_E	2·10 ³	4·10 ³
	M_D	$-32 \cdot 10^{3}$	-19.10^{3}
50–100	M_E	118·10 ³	7·10³
	M_D	$-14 \cdot 10^{3}$	-8.10^{3}
100–135	M_E	15·10 ³	2·10³
	M_D	27.10^{3}	1.10^{3}

<u>Слой 25–135 м.</u> Под действием механизма вертикальной ячейки циркуляции органическое вещество переносится в центр бассейна (Рисунок 4.29, *a*). Однако величина этого потока в данном слое значительно меньше, чем в слое 0–25 м. Диффузионный поток вдвое превышает по интегральному значению поток, обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости (26·10³ т/год и 13·10³ т/год, соответственно).



Рисунок 4.29 – Органический азот: а – среднегодовые профили горизонтальных потоков, обусловленные сезонной изменчивостью вертикальной скорости (синяя линия) и горизонтальной турбулентной диффузией (красная); б – сезонная изменчивость горизонтального потока в слое 0–125 м (поток обусловлен сезонной изменчивостью вертикальной скорости)

4.5.5 Вклад восходящего потока аммония в суммарное поступление азота в аэробную-субкислородную зону центральной части моря

Источниками азота в центральной части Черного моря могут выступать горизонтальные потоки вещества с периферии в результате действия горизонтальной турбулентной диффузии и адвективного переноса, а также восходящий поток аммония из анаэробной зоны, обусловленный вертикальными движениями в центре бассейна.

Оценим вклад этих процессов в баланс азота в центральной части бассейна на основе модельных расчетов. Будем рассматривать аэробную и субкислородную зоны. Суммарное поступление азота в центр моря с периферии, вызванное горизонтальным транспортом вещества, составляет $\approx 67 \cdot 10^3$ т N/год (~ 70 % от общего прихода азота). При этом основной вклад дает транспорт неорганического азота в слое 50–135 м, обусловленный адвективным переносом ($M_E \approx 133 \cdot 10^3$ т N/год) (Рисунок 4.30). Остальными 30 % от общего потока азота ($M_A \approx 23 \cdot 10^3$ т N/год) в этом районе
является аммоний, переносимый вертикальными движениями в субкислородный слой из анаэробной зоны.



Рисунок 4.30 – Упрощенная схема горизонтальных и вертикальных потоков азота в центральной части Черного моря, в 10³ т N /год

Убыль азота из рассматриваемой зоны обусловлена оседанием органического вещества, на которое приходится 10 % ($M_S \approx 8 \cdot 10^3$ т N/год) от общей потери азота, и расходом неорганических соединений на образование молекулярного азота N₂ – 90 % ($M_{N2} \approx 82 \cdot 10^3$ т N/год).

Таким образом, основным источником азота в этом слое является горизонтальный поток с периферии, который переносит органический и неорганический азот в центральную часть моря. Аммонийный азот, поступающий из анаэробной зоны под действием вертикальных движений, также вносит значимый вклад в баланс азота в аэробной-субкислородной зоне.

Однако, в аэробный слой попадает меньшая часть аммония, поскольку он расходуется в субкислородной зоне на процессы окисления. Рассмотрим подробнее баланс аммония в субкислородном слое.

В субкислородной зоне центральной части Черного моря аммоний присутствует в результате его образования при аммонификации ($20 \cdot 10^3$ т N/год) и его поступления из анаэробной зоны ($M_A \approx 23 \cdot 10^3$ т N/год) (Рисунок 4.31). Частично в результате горизонтальной турбулентной диффузии аммонийный азот переносится на периферию, что составляет 44 % от величины всей его убыли. В основном, он расходуется при окислении оксидом марганца (IV) (7·10³ т N/год) и анаэробном окислении (16·10³ т N/год) – 54 %. Через границу субкислородной-аэробной зон переносится ≈ 2 % аммонийного азота, образующегося в субкислородном слое ($\approx 1.0 \cdot 10^3$ т N/год).

В то же время в результате горизонтального обмена (Таблица 4.4) в аэробный слой поступает $22 \cdot 10^3$ т N/год. Тогда вклад восходящих потоков аммония в баланс азота в аэробной зоне в центральной части бассейна не превышает 5 %, а вклад горизонтальных процессов является определяющим (95 %).



Рисунок 4.31 – Упрощенная схема горизонтальных и вертикальных потоков аммония в субкислородной зоне Черного моря в 10³ т N /год

Это говорит о том, что большая часть аммония, образующегося в субкислородном слое или переносимом из анаэробной зоны, расходуется в результате окислительно-восстановительных процессов с образованием минеральной формы азота. Меньшая его доля переносится на периферию под действием горизонтальной турбулентной диффузии, и лишь малая часть достигает аэробной зоны и может быть вовлечена напрямую в процесс образования первичной продукции или трансформирована в нитраты.

4.5.6 Влияние вертикальной скорости и речного стока на содержание нитратов в центральной части моря

Для исследования роли вертикальной скорости и потока речных вод были проведены 15 экспериментов (5 серий) с различными сочетаниями значений вертикальной скорости w и концентрации нитратов NO₃, поступающих с речным стоком. В таблице 4.5 приведен список экспериментов с указанием коэффициентов, на которые умножались значения соответствующих параметров. Например, в эксперименте «1/2w–2NO₃» значения вертикальной скорости *w* были вполовину меньше, чем в базовом расчете (эксперимент «1w–1NO₃»); значения концентрации нитратов NO₃, поступающих с речным стоком, – в 2 раза выше.

Серия 1	Эксперимент 1/2w-1/2NO ₃
	Эксперимент 1/2w–1NO ₃
	Эксперимент 1/2w–2NO ₃
Серия 2	Эксперимент 1w-1/2NO ₃
	Эксперимент 1w–1NO ₃ – базовый расчет
	Эксперимент 1w-2NO ₃
Серия 3	Эксперимент 2w-1/2NO ₃
	Эксперимент 2w–1NO ₃
	Эксперимент 2w–2NO ₃
Серия 4	Эксперимент 5w-1/2NO ₃
	Эксперимент 5w–1NO ₃
	Эксперимент 5w–2NO ₃
Серия 5	Эксперимент 10w-1/2NO ₃
	Эксперимент 10w-1NO ₃
	Эксперимент 10w-2NO ₃

Таблица 4.5 – Перечень экспериментов

Для визуализации полученных в ходе экспериментов результатов построены среднегодовые профили нитратов центральной части бассейна (Рисунок 4.32). Эксперименты показали, что наиболее существенное влияние на содержание нитратов и их перераспределение оказывает вертикальная скорость, которая усиливает горизонтальный обмен. В первой серии экспериментов значения вертикальной скорости были уменьшены в два раза по сравнению с ее базовыми величинами. Это привело к сужению слоя максимума нитратов в центре моря наряду с увеличением максимального значения в этом слое. В то же время увеличение значений вертикальной скорости в экспериментах серий 3–5 привело к расширению слоя максимума нитратов и его заглублению в центре бассейна, при этом максимальные значения концентраций уменьшились по сравнению с базовым расчетом. Описанные изменения в профиле нитратов объясняются действием механизма вертикальной ячейки циркуляции в Черном море.



Возрастание вертикальной скорости в центральной части моря влечет за собой усиление горизонтального обмена между центром и периферией и из закона сохранения массы к усилению нисходящих вертикальных движений на периферии. Возникающая интенсификация нисходящих движений приводит к заглублению слоя нитроклина на периферии. Вследствие этого горизонтальный (адвективный и диффузионный) перенос биогенных элементов с периферии в центр бассейна происходит на несколько больших глубинах. Это приводит к тому, что в центре моря нитраты скапливаются в более глубоких слоях, что приводит к расширению слоя нитроклина. На рисунке 4.32 видно, что слой нитроклина при базовых значениях вертикальной скорости располагался на глубинах ≈50–100 м; при увеличении вертикальной скорости положение верхней и нижней границы нитроклина изменились. Это привело к расширению слоя нитратов. Он стал занимать 40–125 м и 50–140 м по результатам четвертой и пятой серии экспериментов, соответственно. В то же время следует отметить, что в слое 0-50 м увеличение вертикальной скорости в 10 раз привело к некоторому увеличению концентрации нитратов (эксперименты «10w-1/2NO₃», «10w-1NO₃», «10w-2NO₃»). Это объясняется большим поступлением нитратов в результате интенсификации восходящих движений. Тем не менее результаты расчетов показывают, что биопродуктивность уменьшается при увеличении вертикальных движений. Это связано с тем, что расширение слоя нитроклина, сопровождающееся уменьшением максимальной концентрации нитратов (от 6,5 до 3,0 ммоль/м³) на глубинах 50–100 м, оказывает более существенный эффект по сравнению с влиянием восходящих движений, которые приводят к изменению концентрации нитратов в верхнем слое менее, чем на 0,5 ммоль/м³. Вариации в значениях концентрации биогенных элементов, поступающих с речным стоком, менее значительно изменяют величину содержания нитратов в слое максимума. Увеличение поступления нитратов с реками приводит лишь к незначительному росту значения концентрации нитратов в слое нитроклина (например, эксперименты «1/2w-2NO₃», «1w-2NO₃» и т.д.) по сравнению с результатами экспериментов, в которых поток нитратов с речным стоком оставался на уровне базового (например, эксперименты «1/2w–1NO₃», «1w–1NO₃» и т.д.) или уменьшался в два раза (например, эксперименты «1/2w–1/2NO₃», «1w–1/2NO₃» и т.д.) (Рисунок 4.32).

Таким образом, усиление интенсификации циклонической циркуляции, а вслед за ней увеличение вертикальной скорости в центральной части Черного моря может привести к уменьшению биопродуктивности. При таких условиях происходит заглубление слоя максимума нитратов. Следовательно, даже при той же интенсивности зимней конвекции впоследствии меньшее количество биогенных элементов будет вовлечено в эвфотический слой. Интенсивность циркуляции будет влиять на биопродуктивность бассейна на межгодовых масштабах [Кубрякова и др., 2016а]. Результаты, полученные в данной работе, свидетельствуют, что вертикальные движения и связанный с ними горизонтальный транспорт могут оказывать существенное влияние на функционирование экосистемы.

Выводы к Разделу 4

1. Разработана боксовая физико-биогеохимическая модель Черного моря для описания изменчивости биохимической структуры периферии Черного моря и его центральной глубоководной части. На основе модели исследовано влияние сезонной изменчивости вертикальной ячейки циркуляции и горизонтальной турбулентной диффузии на горизонтальный обмен органическим и неорганическим азотом между центром бассейна и его периферией.

2. Получено, что в слое 0–25 м сезонная изменчивость вертикальной скорости оказывает значительное влияние на горизонтальный транспорт органического вещества из центра на периферию. Поток, обусловленный этим процессом, по модельным оценкам составляет 48·10³ т N /год;

3. Показано, что наибольшее влияние на перенос азота в слое 25–135 м оказывает механизм вертикальной ячейки циркуляции, действие которого на этих глубинах направлено с периферии в центр моря. Поток неорганического азота, обусловленный действием этого механизма, согласно модельным оценкам равен 135·10³ т N /год и является важным источником азота для центра бассейна. В то же время диффузионный транспорт направлен в обе стороны и поэтому его суммарный вклад в горизонтальный перенос в центр моря в несколько раз меньше. 4. Проведенные оценки относительных вкладов горизонтального и вертикального транспорта азота в аэробной-субкислородной зонах центральной части моря и оценка возможных стоков азота в этом слое показали, что:

— 70 % (≈67·10³ т N/год) от общего потока азота в аэробную-субкислородную зоны моря поступает с периферии бассейна, и обусловлен этот перенос азота совместным действием горизонтальной турбулентной диффузии и вертикальной циркуляции в форме единой ячейки;

 - 30 % (≈23·10³ т N/год) от общего потока азота связано с переносом аммония вертикальными движениями из анаэробной зоны в субкислородную;

– сток азота обусловлен оседанием органического вещества, на которое приходится 10 % (≈8·10³ т N/год) от общей потери азота, и расходом неорганических соединений на образование молекулярного азота N₂ – 90 % (≈82·10³ т N/год) в результате денитрификации, анаэробного окисления аммония, окисления аммония оксидом марганца (IV), окисления марганца нитратом.

5. На основе проведенного анализа источников и стоков аммонийного азота в субкислородной зоне центральной части моря получено, что горизонтальный обмен оказывает определяющее влияние на пополнение запасов азота в центре моря, вместе с тем вертикальный перенос аммония из анаэробной зоны может способствовать подпитке содержания аммонийного азота в субкислородной зоне, а именно:

– аммоний присутствует в этом слое в результате его образования при аммонификации (20·10³ т N/год) и поступления из анаэробной зоны (*M_A*≈23·10³ т N/год);

– 44 % всего аммонийного азота переносится в результате горизонтальной турбулентной диффузии на периферию; 54 % расходуется при окислении оксидом марганца (IV) (7·10³ т N/год) и анаэробном окислении (16·10³ т N/год); лишь 2 % аммонийного азота, образующегося в субкислородном слое, переносится через границу субкислородной-аэробной зон.

6. Проведены численные эксперименты по изучению влияния изменений вертикальной скорости и концентрации нитратов, поступающих с речным стоком,

на состояние нитроклина центральной части бассейна. Показано, что усиление интенсификации циклонической циркуляции, а вслед за ней увеличение вертикальной скорости в 5-10 раз в центральной части Черного моря может привести впоследствии к уменьшению биопродуктивности. Возрастание вертикальной скорости в центральной части моря влечет за собой усиление горизонтального обмена между центром и периферией и из закона сохранения массы к усилению нисходящих вертикальных движений на периферии. Возникающая интенсификация нисходящих движений приводит к заглублению слоя нитроклина на периферии. Вследствие этого горизонтальный (адвективный и диффузионный) перенос биогенных элементов с периферии в центр бассейна происходит на несколько больших глубинах. Это приводит к тому, что в центре моря нитраты скапливаются в более глубоких слоях, что приводит к расширению слоя нитроклина. Следовательно, даже при той же интенсивности зимней конвекции впоследствии меньшее количество биогенных элементов будет вовлечено в эвфотический слой. Результаты, полученные в данной работе, свидетельствуют, что вертикальные движения и связанный с ними горизонтальный транспорт могут оказывать существенное влияние на функционирование экосистемы.

Основные результаты исследований, представленные в четвертом разделе, опубликованы в работах [Кубрякова, 2013; Кубрякова и др., 2013b, 2015; 2016a, 2017a; Кубряков и др., 2017; Kubryakova et al., 2013; Kubryakova et al., 2016; Kubryakova et al., 2018].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа посвящена исследованию горизонтального и вертикального транспорта соли и биогенных элементов в Черном море. В работе на основе численного моделирования выполнен анализ процессов, ответственных за перенос вещества между центральной областью бассейна и его периферией.

Основные научные результаты исследования могут быть сформулированы следующим образом.

1. Вертикальные движения являются важным фактором, необходимым для поддержания плотностной стратификации. Показано, что для корректного описания сезонной изменчивости ВКС необходимо учитывать вертикальные движения вод. В рамках одномерной модели на основе существующих представлений о поведении вертикальной скорости в центральной части бассейна была предложена ее параметризация.

2. Дивергенция и конвергенция вод и связанная с ними экмановская «накачка» способствуют горизонтальному обмену между центральной частью Черного моря и его периферией. Показано, что горизонтальный обмен важен для поддержания солевого баланса в бассейне, что связано с наличием постоянного подъема глубинных соленых вод в центре моря и разнесенностью источников соленых и пресных вод. Предложен механизм горизонтального обмена между центральной частью бассейна и районом континентального склона, который обусловлен действием вертикальной ячейки циркуляции, отражающей сезонную изменчивость вертикальной скорости. Показано, что интенсивный подъем вод в центральной части Черного моря в зимний период и отсутствие вертикальных движений летом приводит к асимметрии горизонтального транспорта и переноса соли из центральной части моря в зону континентального склона, при этом в слое 0-30 м в среднем за год происходит отток соленой воды из центра. Для количественного описания горизонтального обмена построена боксовая модель Черного моря, которая позволила получить оценки переноса массы и соли, обусловленного предложенным механизмом.

153

3. Разработанная боксовая гидродинамическая модель Черного моря была дополнена биогеохимическим блоком, на основе которого были проведены оценки горизонтального транспорта органического и неорганического азота между центральной частью моря и районом континентального склона и исследовано влияние вертикальных движений в центре бассейна на баланс азота в аэробной и субкислородной зонах. Получено, что, в слое 0–25 м сезонная изменчивость вертикальной скорости оказывает значительное влияние на горизонтальный транспорт органического вещества из центра на периферию. В слое 25–135 м наибольшее влияние на перенос азота оказывает вертикальная ячейка циркуляции, благодаря которой перенос направлен с периферии в центр моря. Поток неорганического азота для центра бассейна. В то же время транспорт, обусловленный турбулентной диффузией, направлен в обе стороны и поэтому его суммарный вклад в горизонтальный перенос в центр моря в несколько раз меньше.

4. Проведена оценка вкладов горизонтального и вертикального транспорта азота в аэробной-субкислородной зоне центральной части моря и оценка возможных стоков азота в этом слое, которая показала, что:

— 70 % от общего потока азота в аэробную-субкислородную зоны моря поступает с периферии бассейна, и обусловлен этот перенос азота совместным действием горизонтальной турбулентной диффузии и вертикальной циркуляции в форме единой ячейки;

 — 30 % от общего потока азота связано с переносом аммония вертикальными движениями из анаэробной зоны в субкислородную;

– сток азота обусловлен оседанием органического вещества, на которое приходится 10 % от общей потери азота, и расходом неорганических соединений на образование молекулярного азота N₂ – 90 % в результате денитрификации, анаэробного окисления аммония, окисления аммония оксидом марганца (IV), окисления марганца нитратом.

5. Проведен анализ источников и стоков аммонийного азота в субкислородной зоне центральной части моря. Получено, что горизонтальный обмен оказывает

154

определяющее влияние на пополнение запасов азота в центре моря, вместе с тем вертикальный перенос аммония из анаэробной зоны может способствовать подпитке содержания аммонийного азота в субкислородной зоне.

6. Основное влияние вертикальная ячейка циркуляции оказывает на транспорт неорганического азота из района континентального склона в центральную часть моря. Проведенные численные эксперименты показали, что при увеличении вертикальной скорости, вызванной интенсификацией циклонической циркуляции в центре моря, происходит заглубление слоя максимума нитратов. Возрастание вертикальной скорости в центральной части моря влечет за собой усиление горизонтального обмена между центром и периферией и из закона сохранения массы – к усилению нисходящих вертикальных движений на периферии. Возникающая интенсификация нисходящих движений приводит к заглублению слоя нитроклина на периферии. Вследствие этого горизонтальный – адвективный и диффузионный – перенос биогенных элементов с периферии в центр бассейна происходит на несколько больших глубинах. Это приводит к тому, что в центре моря нитраты скапливаются в более глубоких слоях и, как следствие – к расширению слоя нитроклина. Таким образом показано, что даже при той же интенсивности зимней конвекции впоследствии меньшее количество биогенных элементов будет вовлечено в эвфотический слой.

Созданная боксовая физико-биогеохимическая модель Черного моря и выполненные на ее основе численные эксперименты позволили провести оценку влияния различных динамических факторов на термохалинную структуру бассейна, на биопродуктивность и функционирование его морской экосистемы. Результаты, полученные в рамках данной работы, в дальнейшем могут быть использованы для более точной параметризации биогеохимических процессов при разработке трехмерной модели экосистемы Черного моря.

155

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ВБТ	– верхнебосфорское течение
ВКС	 верхний квазиоднородный слой
ВМКС	– водная масса континентального склона
BOB	– взвешенное органическое вещество
НБТ	– нижнебосфорское течение
ОЧТ	– Основное черноморское течение
ТПМ	– температура поверхности моря
POB	– растворенное органическое вещество
ХПС	– холодный промежуточный слой
ЦВМ	– центральная водная масса
Anammox	– анаэробное окисление аммония
C_a	– концентрация хлорофилла «а»
ERA40	– 40 Year Re analysis Data Archive. (ECMWF ReAnalysis) – проект
	повторного анализа данных о параметрах глобальной атмосферы
	и условиях на поверхности за 45-летний период с сентября 1957
	по август 2002 гг.
ECMWF	– European Centre for Medium Range Weather Forecasts – Европей-
	ский центр среднесрочных прогнозов погоды (г. Рединг, Велико-
	британия)
POM	– Princeton Ocean Model – гидротермодинамическая модель, со-
	зданная в Принстонском университете
UNESCO	- The United Nations Educational, Scientific and Cultural Organiza-
	tion – Организация Объединенных Наций по вопросам образова-
	ния, науки и культуры

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзатуллин, Т.А. Моделирование внешнеметаболических систем и систем со смешанными связями / Т.А. Айзатуллин // Биохимическая трофодинамика в морских прибрежных экосистемах. – Киев: Наук. думка, 1974. – С. 138–163.

2. Айзатуллин, Т.А. Моделирование трансформации органических загрязнений в экосистемах и самоочищения водотоков и водоемов / Т.А. Айзатуллин, А.В. Лебедев // Итоги Науки и Техники. Сер.: Общая экология. Биоценология, гидробиология. – М.: Изд. ВИНИТИ, 1977. – Т.4. – С. 8–75.

3. Алекин, О.А. Основы гидрохимии: учебное пособие / О.А. Алекин. – Ленинград: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. – 444 с.

4. Архив AVISO. – URL: <u>http://www.aviso.oceanobs.com</u> (дата обращения 28.09.2018).

5. Архив IFREMER (Institut Français de REcherche pour l'exploitation de la MER). – URL: <u>ftp://ftp.ifremer.fr</u> (дата обращения 20.12.2017).

6. Безбородов, А.А., Еремеев, В.Н. Черное море. Зона взаимодействия аэробных и анаэробных вод / А.А. Безбородов, В.Н. Еремеев. – Севастополь, 1993. – 299 с.

7. Безматерных, Д.М. Водные экосистемы: состав, структура, функционирование и использование: учебное пособие / Д.М. Безматерных. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2009. – 97 с.

8. Безруков, Ю.Ф. Океанология. Часть І. Физические явления и процессы в океане: учебное пособие / Ю.Ф. Безруков. – Симферополь: Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского, 2006. – 159 с.

9. Беляев, В.И. Моделирование морских систем / В.И. Беляев. – Киев: Наук. Думка, 1987. – 204 с.

10. Беляев, В.И. Математическая модель экосистемы сероводородной зоны
Черного моря / В.И. Беляев, Е.Е. Совга // Морской гидрофизический журнал. –
1991. – № 6. – С. 42–53.

Богатко, О.Н. Поверхностные течения Черного моря / О.Н. Богатко, С.Г.
 Богуславский, Ю.М. Беляков, Р.И. Иванов // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С. 26 – 33.

12. Булгаков, С.Н. Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря / С.Н. Булгаков, Г.К. Коротаев // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1984а. – С. 32 – 40.

13. Булгаков, С.Н. Одномерная модель вертикальной стратификации вод Черного моря / С.Н. Булгаков, Г.К. Коротаев // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1984b. – С. 41–49.

14. Булгаков, С.Н. Роль халинных факторов в формировании циркуляции вод Черного моря / С.Н. Булгаков, Г.К. Коротаев // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С. 71– 79.

15. Булгаков, С.Н. Формирование крупномасштабной циркуляции и стратификации вод Черного моря. Роль потоков плавучести / С.Н. Булгаков. – Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 1996. – 243 с.

16. Вареник, А.В. Влияние неорганических соединений азота атмосферных осадков на поверхностный слой вод Черного моря: дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.08 / Вареник Алла Валерьевна. – Севастополь, 2012. –162 с.

17. Ведерников, В.И. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря / В.И. Ведерников, А.Б. Демидов // Океанология. – 1997. – 37, №3. – С. 414–423.

18. Ведерников, В.И. Долговременная и сезонная изменчивость хлорофилла и первичной продукции в восточных районах Черного моря / В.И. Ведерников, А.Б. Демидов // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря (ред. А.Г. Зацепин, М.Ф. Флинт). – М.: Наука. – 2002. – С. 213–234.

19. Виноградов, М.Е. Динамические модели пелагических экосистем / М.Е. Виноградов // Модели океанических процессов, под ред. М.Е. Виноградов, А.С. Монин, Д.Г. Сеидов. – М.: Наука, 1989. – С. 252–259.

20. Виноградов, М.Е. Экосистема Чёрного моря / М.Е. Виноградов, В.В. Сапожников, Э. А. Шушкина. – М.: Наука, 1992. – 112 с.

21. Водяницкий, В.А. Основной водообмен и история формирования солености в Черном море / В.А. Водяницкий // Тр. Севастопольской биологической станции. – 1948. – Т. 6. – С. 386 – 432.

22. Вольтерра, В. Математическая теория борьбы за существование / Пер. с франц. М.: Наука, Главная редакция физико-математической литературы, 1976. – 288 с.

23. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4: Черное море, Вып.
1. Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана – С. Пб: Гидрометеоиздат, 1991. – 429 с.

24. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ю.П. Ильин [и др.]. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. 421 с.

25. Гинзбург, А.И. Антициклонические вихри над северо-западным материковым склоном Черного моря и их роль в переносе богатых хлорофиллом шельфовых вод в глубоководный бассейн / А.И. Гинзбург, А.Г. Костяной, Н.П. Незлин, Д.М. Соловьев, Р.Р. Станичная, С.В. Станичный // Исслед. Земли из космоса. – 2000. – № 3. – С. 71–81.

26. Горячкин, Ю.Н. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов. – Севастополь, НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2006. – 210 с.

27. Дебольская, Е.И. Оценка характеристик вертикального турбулентного обмена в верхнем 200-м слое Черного моря / Е.И. Дебольская, Е.В. Якушев, И.С. Кузнецов // Океанология. – 2007. – Т. 47, №4. – С. 513 – 519.

28. Демышев, С.Г. Реконструкция адаптированной вертикальной скорости Черного моря на базе синтеза модели циркуляции и климатических данных по температуре и солености / С.Г. Демышев, В.В. Кныш // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2004. – Вып. 11. – С. 93–104. 29. Демышев, С.Г. Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солености / С.Г. Демышев, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т.42, № 4. – С. 604– 617.

30. Джаошвили, Ш. Реки Черного моря. – Европейское агентство по охране окружающей среды, Технический отчет № 71, 2003 – 58 с.

31. Джиганшин, Г.Ф. О вертикальных движениях вод Черного моря / Г.Ф. Джиганшин, Л.П. Ханайченко, Н.З. Хлыстов // Морские гидрофизические исследования. – 1976. – № 1. – С. 66–79.

32. Добржанская, М.А. Характер вертикального распределения кислорода в зависимости от времени года в верхней 100-метровой толще центральной части Черного моря / М.А. Добржанская // Тр. Севастоп. Биологич. ст. – 1959. – Т.11. – С. 284–296.

33. Добрынский, В.А. Применение методов математического моделирования к изучению круговорота фосфора в пресноводных экосистемах / В.А. Добрынский, И.В. Рогаль // Гидробиол. журн. – 1993. – Т. 29, №5. – С. 73–87.

34. Дорофеев, В.В. Моделирование декадной изменчивости экосистемы Черного моря / В.В. Дорофеев // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 6. – С. 71–81.

35. Дорофеев, В.В. Моделирование эволюции экосистемы Черного моря в течение трех декад (1971–2001 годы) / В.В. Дорофеев, Г.К. Коротаев, Л.И. Сухих // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 3. – С. 61–74.

36. Дорофеев, В.Л. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993–2012 годов на основе результатов выполненного реанализа / В.В. Дорофеев, Л.И. Сухих // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1. – С. 33–48. – <u>doi:10.22449/0233-7584-2016-1-33-48.</u>

37. Еремеев, В.Н. Роль потоков кислорода, сульфидов, нитратов и аммония в формировании гидрохимической структуры основоного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря / В.Н. Еремеев, Л.И. Иванов, С.К. Коновалов, А.С. Самодуров // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 1. – С. 64–82.

38. Жукова, С.В. Пространственно-временная изменчивость основных гидрологических характеристик Темрюкско-Ахтарского района Азовского моря / С.В. Жукова, В.М. Шишкин, А.П. Куропаткин, Л.А. Лутынская, И.Ф. Фоменко, Т.И. Подмарева, О.В. Стрельченко // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – 2007. – № 10. – С. 24–32.

39. Зацепин, А.Г. Вихревые структуры и горизонтальный водообмен в Черном море / А.Г. Зацепин [и др.] // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. – М.: Наука, 2002. – С. 55–81.

40. Иванов, В.А. Океанография Черного моря / В.А. Иванов, В.Н. Белокопытов. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – 212 с.

41. Иванов, В.А. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем / В.А. Иванов, Ю.С. Тучковенко. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. – 368 с.

42. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / Блатов А.С. [и др.] – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 240 с.

43. Кивва, К.К. Гидрохимические условия первичного продуцирования в Беринговом море: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / Кивва Кирилл Константинович. – М., 2016. – 297 с.

44. Книпович, Н.М. Гидрологические исследования в Черном море / Н.М. Книпович // Тр. Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции. – М.: ВНИИ Мор. Рыбного хоз-ва. – 1933. – Вып. 10. – 272 с.

45. Кныш, В.В. Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ – координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености / В.В. Кныш и [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008а. – Вып. 16. – С. 243 – 265.

46. Кныш, В.В. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по резульататм реанализа за период 1985–1994 гг. / В.В. Кныш [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и

шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008b. – Вып. 16. – С. 279 – 290.

47. Кныш, В.В. Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза / В.В. Кныш, С.Г. Демышев, Н.В. Инюшина, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2008с. – №1. – С. 26–38.

48. Ковалев А.В. Планктон Черного моря: монография / А.В. Ковалев [и др.] – Киев: Наукова Думка. – 1993. – 280 с.

49. Кривенко, О.В. Динамика потребления неорганических соединений азота микропланктоном в Чёрном море: дисс. ... канд. биол. наук: 03.00.17 / Кривенко Ольга Валерьевна. – Севастополь, 2005. – 219 с.

50. Кубряков, А.И. Моделирование циркуляции и процессов массопереноса в Черном море в приложении к задачам оперативной океанографии: дис. ... д-ра физ.-мат. наук: 04.00.22 / Кубряков Александр Иванович. – Севастополь, 2014. – 399 с.

51. Кубряков, А.А. Изменчивость биооптических характеристик Черного моря по измерениям буев Био-Арго и спутниковым данным / А.А. Кубряков, С.В. Станичный, Е.А. Кубрякова // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10–14 апреля 2017 г. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН. – Режим доступа: https://elibrary.ru/item.asp?id=30062843, свободный. – С. 130–131.

52. Кубрякова, Е.А. Влияние вертикальной скорости на воспроизведение изменчивости термохалинной структуры верхнего слоя морского бассейна / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – Вып. 25, Т. 2. – С. 220– 239.

53. Кубрякова Е.А. Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солености поверхностных вод Черного моря / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2013а. – №3. – С. 3–12. 54. Кубрякова Е.А. Моделирование марганцевого цикла в рамках одномерной биогеохимической модели Черного моря / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013b. – Вып. 26. Т. 2. – С. 272–286.

55. Кубрякова, Е.А. Восходящие потоки аммония и баланс биогенов в верхнем слое глубоководной части Черного моря / Е.А. Кубрякова // Труды института гидрометеорологии грузинского технического университета. – 2013. – Т. 119. – С. 269–273.

56. Кубрякова, Е.А. Сезонная изменчивость концентрации фитопланктона в Черном море по данным численного моделирования и спутниковых оптических измерений / Е.А. Кубрякова, А.А. Кубряков // Сборник трудов XII конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» под ред. А.М. Садовского, 2015. – С. 50–57.

57. Кубрякова, Е.А. Горизонтальный транспорт соли и биогенов в Черном море по модельным и спутниковым данным / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев, А.А. Кубряков // Всероссийские открытые ежегодные конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов, 14–18 ноября 2016 г. [Электронный ресурс] – Москва: ИКИ РАН, 2016а. – С. 259. – Режим доступа: http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/mythesis.aspx?thesis=5725.

58. Кубрякова, Е.А. Массо- и солеобмен между центром и периферией Черного моря, вызванный изменчивостью крупномасштабной динамики / Е.А. Кубрякова, А.А. Кубряков // Тезисы докладов научной конференции «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология», (г. Севастополь, 26–30 сентября 2016). – Севастополь, ФГБУН МГИ, 2016b. – С. 76–77.

59. Кубрякова, Е.А. Механизм горизонтального водо- и солеобмена континентального склона Черного моря и его центрального района / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Материалы молодежной научной конференции, г. Севастополь, 25–29 апреля 2016 г. [Электронный ресурс]. – Севастополь: ФГБУН МГИ, 2016с – С. 98–99. – Режим доступа: <u>http://mhi-</u> <u>ras.ru/news/news_201605201055.html</u>, свободный.

60. Кубрякова, Е.А. Влияние физических процессов на транспорт биогенных элементов в Черном море на основе численного моделирования / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев, А.А. Кубряков // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10–14 апреля 2017 г. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН, 2017а – Режим доступа: <u>https://elibrary.ru/item.asp?id=30062846</u>, свободный. – С. 132–133.

61. Кубрякова, Е.А. Массо- и солеобмен между центром и периферией Черного моря по модельным и спутниковым данным / Е.А. Кубрякова, А.А. Кубряков // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – г. Севастополь. – 2017b. – №2. – С. 44–52.

62. Любарцева, С.П. Экологическая трехмерная численная модель Черного моря. Сезонная эволюция эвфотической зоны / С.П. Любарцева, Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 5. – С. 55–80.

63. Маньковский, В.И. Основы оптики океана: методическое пособие / В.И. Маньковский. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1996. –119 с.

64. Мельникова, И.В. Биологическая N₂ – фиксация в приповерхностных прибрежных водах Черного моря: автореф. дис. ... канд. биол. наук: 03.00.18 / Мельникова. – Севастополь, 1988. – 17 с.

65. Овчинников, И.М. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря / И.М. Овчинников, В.Б. Титов // Докл. АН СССР. 1990. – Т. 314, № 5. – С. 1236–1239.

66. Пахомова, С.В. Растворенные и взвешенные формы железа и марганца в редокс-зоне Черного моря / С.В. Пахомова, А.Г. Розанов, Е.В. Якушев // Океанология. – 2009. – Т. 49, № 6. – С. 835–851.

67. Розанов, А.Г. Марганец в Черном море / А.Г. Розанов, И.И. Волков // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. – М.: Наука. – 2002. – С. 190–200. 68. Самодуров, А.С. Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна / А.С. Самодуров, О.Е. Кульша, В.Н. Бело-копытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2006. – Вып. 14. – С. 517 – 523.

69. Сапожников, В.В. Стехиометрическая модель органического вещества – основа количественного изучения продукционно-деструкционных процессов в океане / В.В. Сапожников, М.П. Метревели // Труды ВНИРО. – 2015. – Т. 155. – С. 135–145.

70. Сергеев, Ю.Н. (ред.) Моделирование переноса и трансформации веществ в море / Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. – С. 296.

71. Скопинцев, Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря / Б.А. Скопинцев // Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1975. – 336 с.

72. Смит, Дж.М. Модели в экологии / Дж.М. Смит // М.: Мир, 1976. – 138 с.

73. Совга, Е.Е. Потоки азота в северо-западной части Черного моря / Е.Е. Совга, С.Г. Богуславский, В.А. Жоров // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа (Памяти акад. В.И. Беляева). – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001. – С. 88–97.

74. Совга, Е.Е. Особенности механизмов функционирования черноморских экосистем шельфа и пелагиали: дис. ... д-ра геогр. наук: 11.00.08 / Совга Елена Евгеньевна. – Севастополь, 2002. – 308 с.

75. Сорокин, Ю.И. Черное море: природа, ресурсы / Ю.И. Сорокин. – М.: Наука, 1982. – 217 с.

76. Федоров, К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов / К.Н. Федоров. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 296 с.

77. Финенко, З.З. Эколого-физиологические основы первичной продукции в море: автореф. дис. ... д-ра биол. наук: / Финенко Зосим Зосимович. – Севастополь, 1976. – 39 с.

78. Финенко, З.З. Вертикальное распределение хлорофилла и флуоресценции в Черном море / З.З. Финенко, Т.Я. Чурилова, Р.И. Ли // Морской экологический журнал. – 2005 – №1, Т. IV. – С. 15–45.

79. Шапиро, Н.Б. Разработка региональных гидротермодинамических моделей как элемента моделей экосистем Черного моря. "Диагноз состояния экосистемы Черного моря и зоны сопряжения суша-море" / Н.Б. Шапиро, А.И. Кубряков, В.А. Иванов, Э.Н. Михайлова / ред. В.Н. Еремеев // Сб. науч. тр. НАН Украины. – Севастополь: МГИ, 1997. – С. 12–31.

80. Штокман, В.Б. О некоторых укоренившихся заблуждениях в физической океанографии / В.Б. Штокман // Природа. – 1951. – № 10. – С. 17–27.

81. Яблонская, Е.А. Современное состояние и проблемы повышения биологической продуктивности Каспийского моря / Е.А. Яблонская, А.И. Зайцев // Водные ресурсы. – 1979. – № 1. – С. 41–50.

82. Якушев, Е.В. Современное представление о вертикальной гидрохимической структуре редокс-зоны Черного моря / Е.В. Якушев, Ю.Ф. Лукашев, В.К. Часовников, В.П. Чжу // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. – М.: Наука, 2002. – С. 119–133.

83. Якушев, Е.В. Математическое моделирование морских биогеохимических процессов: дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.28 / Якушев Евгений Владимирович. – М., 2002а. – 249 с.

84. Якушев, Е.В. Моделирование тонкой гидрохимической структуры редокс-зоны Черного моря / Е.В. Якушев // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. – М.: Наука, 2002b. – С. 201–211.

85. Basturk, O. Effects of Circulation on the Spatial Distributions of Principle Chemical Properties and Unexpected Short-and Long-Term Changes in the Black Sea / O. Basturk [et al.] / Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea: Proceedings of the NATO TU Black Sea / edit. XXX – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997 – NATO ASI ser. B: Environmental security. –Vol. 47. – P. 39–55.

86. Blumberg, A.F. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model / A.F. Blumberg, G.L.Mellor // Three-Dimensional Coastal Ocean Models / N.

Heaps (Ed.). Washington: American Geophysical Union, D.C., 1987. – P. 1–16. (Coastal and estuarine sciences. Vol. 4). – <u>https://doi.org/10.1029/CO004p0001</u>.

87. Brewer, P.G. Carbon, nitrogen and phosphorus in the Black Sea / P.G. Brewer, J.W. Murray // Deep-Sea Res. – 1973. – Vol. 20, iss. 9. – P. 803–818. – <u>https://doi.org/10.1016/0011-7471(73)90003-X.</u>

 Carol, M.L. Biological Oceanography: An Introduction / M.L. Carol, R.P. Timothy. – Elsevier Ltd., 1997. – 337 p.

89. Coban-Yildiz, Y., McCarthy J. J., Nevins J. L. et al. Nitrogen cycling in the off-shore waters of the Southern Black Sea / Y. Coban-Yildiz [et al.] // Oceanography of eastern Mediterranean and Black Sea: similarities and differences of two interconnected basins / edit. A. Yilmaz. – Ankara: Tübitak, 2003. – P. 609 – 614.

90. Demidov, A.B. Seasonal dynamics and estimation of the annual primary production of phytoplankton in the Black Sea / A.B. Demidov // Oceanology. -2008. -48, $N_{2}5. -P. 664-678 - doi:10.1134/S0001437008050068.$

91. Denman, K.L. A Time-Dependent Model of the Upper Ocean / K.L. Denman //J. Phys. Oceanogr. – 1973. – Vol. 3. – P. 173–184.

92. Devol, A.H. Nitrogen cycle: Solution to a marine mystery / A.H. Devol // Nature. – 2003. – Vol. 422, no. 6932. – P. 575–576. – <u>doi:10.1038/422575a</u>.

93. Fasham, M.J.R. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer / M.J.R. Fasham, H.W. Ducklow, S.M. Mckelvie // J. Geophys. Res. – 1990. – Vol. 48. – P. 591–639.

94. Finenko, Z.Z. Variability of Photosynthetic Parameters of the Surface Phytoplankton in the Black Sea / Z.Z. Finenko, T.Ya. Churilova, H.M. Sosik, O. Basturk // Oceanology. – Vol. 42, No 1. – 2002. – P. 53–67.

95. Finenko, Z. Z. Seasonal and long-term dynamics of the chlorophyll concentration in the Black Sea according to satellite observations / Z.Z. Finenko [et al.] // Oceanology. –Vol. 54, iss. 5. – 2014. – P. 596–605. doi:10.1134/S0001437014050063.

96. Francis, C.A. Marine bacillus spores as catalysts for oxidative precipitation and sorption of metals / C.A. Francis, B.M. Tebo // J. Mol. Microbiol. Biotehnol. – 1999. – Vol. 1. – P. 71–78.

97. Gawarkiewicz, G. Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along the Crimean coast of the Black Sea / G. Gawarkiewicz [et al.] // Continental Shelf Research. – 1999. – T. 19, №. 8. – P. 977–1005. – <u>https://doi.org/10.1016/S0278-4343(99)00003-5</u>.

98. Ginzburg, A.I. Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer / A.I. Ginzburg [et al.] // Elsevier Oceanography Series. – 2000. – Vol. 63. – P. 273–287. – https://doi.org/10.1016/S0422-9894(00)80016-1.

99. Ginzburg, A.I. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea / A.I. Ginzburg [et al.] // Journal of Marine Systems. – 2002a. – Vol. 32, iss. 1– 3. – P. 71–90. – <u>https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00030-1.</u>

100. Ginzburg, A.I. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea / A.I. Ginzburg [et al.] // Journal of Marine Systems. – 2002b. – Vol. 32, iss.1. – P. 91–106. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00035-0.

101. Gregoire, M. Exchange processes and nitrogen cycling on the shelf and continental slope of the Black sea basin / M. Gregoire, G. Lacroix // Global Biogeochemical Cycles. – 2003. – Vol. 17, iss. 2. – P. 42–I–42-17. – <u>doi:10.1029/2002GB001882</u>.

102. Gregoire, M. Nitrogen budget of the northwestern Black sea shelf as inferred from modeling studies and in-situ benthic measurements / M. Gregoire, J. Friedrich // Marine Ecology Progress Series. – 2004a. – Vol. 270. – P. 15–39.

103. Gregoire, M. Modeling the nitrogen fluxes in the Black Sea using a 3D coupled hydrodynamical-biogeochemical model: transport versus biogeochemical processes, exchanges across the shelf break and comparison of the shelf and deep sea ecodynamics / M. Grégoire, J.M. Beckers // Biogeosciences Discussions. -2004b. - T. 1, $N \ge 1. - P. 107-166$.

104. Gregoire, M. Carbon, nitrogen, oxygen and sulfide budgets in the Black Sea: a biogeochemical model of the whole water column coupling the oxic and anoxic pars / M. Gregoire, K. Soetaert // Ecological Modelling. – 2010. – V. 221. – P. 2287–2301. – https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2010.06.007. 105. Humborg, C. Primary Productivity Regime and Nutrient Removal in the Danube Estuary / C. Humborg // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 1997. – Vol. 45, iss. 5. – P. 579–589. – <u>https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0248.</u>

106. Ittekkot, V. Global trends in the nature of organic matter in river suspensions /
V. Ittekkot // Nature. – 1988. – T. 332, № 6163. – P. 436–438.

107. Ivanov, I.I. The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea / I.I. Ivanov, A.S. Samodurov // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31, iss. 1–3. – P. 159–174. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00051-3.

108. Ivanov, V.A. Oscillation of hydrophysical fields on the shelf and continental slope caused by nonstationary wind / V.A. Ivanov, A.V. Bagaiev // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2014. – Vol. 50, iss. 6. – P. 648–656. – doi:10.1134/S0001433814060097.

109. Jasby, A.D. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton / A.D. Jasby, R.T. Platt // Limnol. and Oceanogr. – 1976. – Vol. 21, iss. 4. – P. 540–547.

110. Jensen, M.M. Rates and regulation of anaerobic ammonium oxidation and denitrification in the Black Sea / M.M. Jensen [et al.] // Limnology and Oceanography. – 2008. – T. 53, No. 1. – P. 23–36. – doi:10.4319/lo.2008.53.1.0023.

111. Konovalov, S.K. Spatial isopycnal analysis of the main pycnocline chemistry of the Black Sea: Seasonal and interannual variations / S.K. Konovalov [et al.] // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / edits. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishes, – 1997. – 27. – P. 197–210.

112. Konovalov, S.K. Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960 – 1995) / S.K. Konovalov, J.W. Murray // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31. – P. 217–243. – <u>https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00054-9.</u>

113. Konovalov, S.K. Parameterization of iron and manganese cycling in the Black Sea suboxic and anoxic environment / S.K. Konovalov, A.S. Samodurov, T. Oguz, L. Ivanov // Deep-Sea Res. I. – 2004. – Vol. 51, iss. 12. – P. 2027–2045. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.08.005. 114. Konovalov, S.K. Processes controlling the redox budget for the oxic/anoxic water column of the Black Sea / S.K. Konovalov [et al.] // Deep-Sea Res. Part II. – 2006. – Vol. 53, iss. 17–19. – P. 1817–1841. – <u>https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.013.</u>

115. Kopelevich, O.V. Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978–1986 derived from satellite and in situ data / O.V. Kopelevich [et al.] // J. Mar. Sys. – 2002. – Vol. 36, iss. 3. – P. 145–160. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00184-7.

116. Korotaev, G.K. Circulation in semi-enclosed seas induced by buoyancy flux through strait / G.K. Korotaev [et al.] // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / edits. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishes, – 1997. – 27. – P. 395–401.

117. Korotaev, G.K. Satellite altimetry observations of the Black SEA level / G.K.
Korotaev, O.A. Saenko, C.J. Koblinsky // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol. 106, № C1. –
P. 917–933. – doi:10.1029/2000JC900120.

118. Korotaev, G.K. Seasonal, interannual and mesoscale variability of the Black
Sea upper layer circulation on derived from altimeter data / G.K. Korotaev, T. Oguz //
J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108, iss. C4. – P. 3122. – <u>doi:10.1029/2002JC001508</u>.

119. Korotaev, G.K. Reanalysis of seasonal and interannual variability of Black Sea fields for 1993 – 2012 / G.K. Korotaev [et al.] // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2016. –Vol. 52, iss. 4. – P. 418–430. – doi:10.1134/S0001433816040071.

120. 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. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002.

121. Kubryakov, A.A. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem / A.A. Kubryakov [et al.] // Journal of Marine Systems. – 2016. – Vol. 163. – P. 80–94. – <u>https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006.</u>

122. Kubryakov, A.A. Interannual variability of Danube waters propagation in summer period of 1992–2015 and its influence on the Black Sea ecosystem / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.G. Zatsepin // Journal of Marine Systems. – 2018. – T. 179. – P. 10–30.

123. Kubryakova, E. Study of nutrient balance of the Black Sea ecosystem / E. Kubryakova, G. Korotaev // Book of abstracts of Marine Research Horizon 2020. – Varna: Helix Press Ltd. – 2013. – P. 166.

124. Kubryakova, E.A. Impact of vertical and horizontal movements on the salt and nutrients balance in the Black Sea / E.A. Kubryakova // Materials of the school-seminar "Challenge for good environmental status in coastal waters". – 2014. – P. 118–123.

125. Kubryakova, E.A. Influence of vertical motions on maintaining the nitrate balance in the Black Sea based on numerical simulation / E.A. Kubryakova, G.K. Korotaev // Oceanology. – 2016. – Vol. 56, iss. 1. – P. 25–35. – doi:10.1134/S0001437016010082.

126. Kubryakova, E.A. Mechanism of Horizontal Mass- and Salt-Exchange between the Waters of Continental Slope and Central Part of the Black Sea / E.A. Kubryakova, G.K. Korotaev // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2017. – Vol. 53, No. 1. – P. 102–110. – <u>doi:10.1134/S0001433817010078</u>.

127. Kubryakova, E.A. Impact of Winter Cooling on Water Vertical Entrainment and Intensity of Phytoplankton Bloom in the Black Sea / E.A. Kubryakova, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2018. – №3. – P. 191– 206. – doi:10.22449/1573-160X-2018-3-191-206.

128. Kuypers, M.M.M. Anaerobic ammonium oxidation by anammox bacteria in the Black Sea / M.M.M. Kuypers [et al.] // Nature. – 2003. – Vol. 422. – P. 608–611. – doi:10.1038/nature01472.

129. Lancelot, C. Modelling the Danube-influenced North-western Continental Shelf of the Black Sea. II: Ecosystem Response to Changes in Nutrient Delivery by the Danube River after its Damming in 1972 / C. Lancelot, J. Staneva, D. van Eeckhout, J.-M. Becckers, E. Stanev // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 473–499. – <u>https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0659.</u>

130. Lebedeva, L. The model investigation of the Black Sea community changes caused by Mnemiopsis / L. Lebedeva, E.Shushkina // Oceanology. – 1994. – Vol. 34. – P. 79–87.

131. Lewis, B.L. The biogeochemistry of manganese and iron in the Black Sea / B.L. Lewis, W.M. Landing // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1991. – Vol. 38. – P. S773–S803. – <u>https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80009-3</u>.

132. Lyubartseva, S.P. Modeling of the Black Sea anoxic zone processes / S.P. Lyubartseva, V.G. Lyubartsev // Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea / edit. L.I. Ivanov, T. Oguz. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishes, – 1997. – Vol. 2. – P. 385–396.

133. Madison, A.S. Abundant Porewater Mn(III) Is a Major Component of the Sedimentary Redox System / A.S. Madison, B.M. Tebo, A. Mucci, B. Sundby, G.W. Luther III // Science. – 2013. – Vol. 341. – P. 875–878. – <u>doi:10.1126/science.1241396</u>.

134. McCarthy, J.J. Nitrogen cycling in the offshore waters of the Black Sea / J.J. McCarthy, A. Yilmaz, Y. Coban-Yildiz, J.L. Nevins // Est. Coast. and Shelf Science. – 2007. – Vol. 74, iss. 3. – P. 493–514. – <u>https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.005.</u>

135. Mellor, G.L. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems / G.L. Mellor, T. Yamada // Rev. Geophys. Space Phys. – 1982. – Vol. 20. – P. 851–875. – doi:10.1029/RG020i004p00851.

136. Mellor, G.L. An equation of state for numerical models of ocean and estuaries // Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog. – 1991. – Vol. 8. – P. 609–611.

137. Mellor, G.L. One-dimensional, Ocean Surface Layer Modeling: a problem and a solution / G.L Mellor // J. Phys. Oceanogr. – 2001. – Vol. 31. – P. 790–809. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0790:ODOSLM>2.0.CO;2.

138. Mikaelyan, A.S. Coccolithophorids in the Black Sea: their interannual and long-term changes / A.S. Mikaelyan, V.A. Silkin, L.A. Pautova // Oceanology. – 2011. – Vol. 51, iss. 1. – P. 39–48. – <u>doi:10.1134/S0001437011010127</u>.

139. Mikaelyan, A.S. Drivers of the autumn phytoplankton development in the open Black Sea / A.S. Mikaelyan [et al.] // J. Mar. Sys. – 2017a. – Vol. 174. – P. 1–11. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.05.006.

140. Mikaelyan, A.S. Phenology and drivers of the winter–spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup's hypothesis and its refinements / A.S. Mikaelyan, V.K. Chasovnikov, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Progr. Oceanogr. – 2017b. – Vol. 151. – P. 163–176. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006.

141. Mikhailov, V.N. River Mouths / V.N. Mikhailov, M.V. Mikhailova // The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry / edit. A. Kostianoy, A. Kosarev. – Berlin Heidelberg: Springer–Verlag, 2008. – Vol. 5, Part Q. – P. 91–133. – https://doi.org/10.1007/698_5_061.

142. Millero, F.J. The oxidation of H2S in Black Sea waters / F.J. Millero // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1991. – Vol. 38. – P. S1139– S1150. – https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80028-7.

143. Moore, C.M. Processes and patterns of oceanic nutrient limitation / C.M. Moore [et al.] // Nature Geoscience. -2013. - Vol. 6, No 9. - P. 701-710. - doi:10.1038/ngeo1765.

144. Murray, J.W. The 1988 Black Sea Oceanographic Expedition: Overview and new discoveries / J.W. Murray, E. Izdar // Oceanography. – 1989. – Vol. 2, № 1. – P. 15–21.

145. Murray, J.W. Oxidation-Reduction Environments. The Suboxic Zone in the Black Sea / J.W. Murray, L.A. Codispoti, G.E. Friederich // Advances in Chemistry Series; Auatic Chemistry: Interfacial and Interspecies Processes / edit. C.P. Huang, C.R. O'Melia, J.J. Morgan. – 1995. – P. 157–176. – doi:10.1021/ba-1995-0244.ch007.

146. Murray, J.W. The suboxic zone of the Black Sea / J.W. Murray, B.S. Lee, J. Bullister, G.W. III Luther // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies / edit. S.T. Besiktepe, U. Unluata, A.S. Bologa. – Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1999. – Vol. 56. – P. 75–92. – <u>https://doi.org/10.1007/978-94-011-4568-8_6.</u>

147. Murray, J.W. 2001 R/V Knorr cruise: new observations and variations in the structure of the suboxic zone. Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. / J.W. Murray, S.K. Konovalov, T. Oguz, S. Besiktepe, S. Tugrul, E. Yakushev // Proceedings of the Second International Conference on Oceanography of the Eastern

Mediterranean and Black Sea: Similarities and Differences of Two Interconnected Basins / edit. A. Yilmaz. – Ankara: Tubitak Publishers, 2003a. –P. 545–557.

148. Murray, J.W. Nitrogen reactions in the suboxic zone of the Black Sea: new data and models based on the KNORR 2001 cruise. Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea / J.W. Murray, S.K. Konovalov, A. Callahan // Proceedings of the Second International Conference on Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea: Similarities and Differences of Two Interconnected Basins / edit. A. Yilmaz. – Ankara: Tubitak Publishers, 2003b. – P. 591–602.

149. NASA's OceanColor Web / NASA's Goddard Space Flight Center. – URL: http://oceancolor.gsfc.nasa.gov (дата обращения 15.08.2017).

150. Oguz, T. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea / T. Oguz [et al.] // Deep Sea Res., Part I. – 1993. – Vol. 40, iss. 8. – P. 1597–1612. – https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90018-X.

151. Oguz, T. Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model / T. Oguz, H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tugrul, N.P. Nezlin, U. Unluata // J. Geophys. Res. – 1996. – Vol. 101, № C7. – P. 16585–16599. – doi:10.1029/96JC00831.

152. Oguz, T. Simulations of the Black Sea pelagic ecosystem by 1D, vertically resolved, physical-biogeochemical models / T. Oguz, H.W. Duclow, P. Malanotte-Rizzoli, J.W. Murray // Fish. Oceanogr. – 1998. – Vol. 7, iss. 3–4. – P. 300–304. – doi:10.1046/j.1365-2419.1998.00075.x.

153. Oguz, T. A physical-biogeochemical model of plankton productivity and nitrogen cycling in the Black Sea / T. Oguz [et al.] // Deep-Sea Res. I. – 1999. – Vol. 46. – P. 597–636. – <u>https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00074-0.</u>

154. Oguz, T. Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic, and anoxic layers / T. Oguz, H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli // Global Biogeochemical Cycles. – 2000. – Vol. 14, № 4. – P. 1331– 1352. – <u>doi:10.1029/1999GB001253.</u> 155. Oguz, T. Modeling redox cycling across the suboxic-anoxic interface zone in the Black Sea / T. Oguz, J.W. Murray, A. Callahan // Deep-Sea Res. I. – 2001a. – Vol. 48, iss. 3. – P. 761–787. – <u>https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00054-6.</u>

156. Oguz, T. Modeling the response of top-down control exerted by gelatinous carnivores on the Black Sea pelagic food web / T. Oguz, H.W. Ducklow, J.E. Purcell, P. Malanotte-Rizzoli // Journal of geophysical research. – 2001b. – Vol. 106, № C3. – P. 4543–4564. – doi:10.1029/1999JC000078.

157. Oguz, T. Simulations of phytoplankton seasonal cycle with multi-level and multi layer physical-ecosystem models: the Black Sea example / T. Oguz, P. Malanotte-Rizzoli, H.W. Ducklow // Ecological Modelling. – 2001c. Vol. 144. – P. 295–314. – https://doi.org/10.1016/S0304-3800(01)00378-7.

158. Oguz, T. The role of mesoscale processes controlling biological variability in the Black Sea coastal waters: inferences from SeaWIFS-derived surface chlorophyll field / T. Oguz, A.G. Deshpande, P. Malanotte-Rizzoli // Continental Shelf Research. – 2002. – Vol. 22, iss. 10. – P. 1477–1492. – <u>https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00018-3</u>.

159. Oguz, T. Role of physical processes controlling oxycline and suboxic layer structures in the Black Sea / T. Oguz // Global Biogeochemical Cycles. – 2002. – Vol. 16, № 2. – P. 101029–101042. – <u>doi:10.1029/2001GB001465.</u>

160. Oguz, T. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales / T. Oguz, J.W. Dippner, Z. Kaymaz // Journal of Marine Systems. – 2006. – Vol. 60, iss. 3–4. – P. 235–254. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.11.011.

161. Oguz, T. Controls of Multiple Stressors on the Black Sea Fishery / T. Oguz // Front. Mar. Sci. – 2017. – 4:110. – <u>doi: 10.3389/fmars.2017.00110</u>.

162. O'Reily, J.E. Ocean colour chlorophyll algorithms for SeaWiFS / J.E. O'Reily // J. Geophys. Res. – 1998. – Vol. 103, iss. C11. – P. 24937 – 24953. – doi:10.1029/98JC02160.

163. Schippers, A. Manganese (II) oxidation driven by lateral oxygen intrusions in the western Black Sea / A. Schippers // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – Vol. 69, iss. 9. – P. 2241–2252. – <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.10.016.</u>

164. Shapiro, G.I. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data / G.I. Shapiro, S.V. Stanichny, R.R. Stanichna // Remote Sensing of Environment. – 2010. – Vol. 114, N_{2} 4. – P. 867 – 875. – <u>https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.020.</u>

165. Shushkina, E.A. Studies of structural parameters of planktonic communities of the open part of the Black Sea relevant to ecosystem modeling / E.A. Shushkina [et al.] // Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea / edit. L.I. Ivanov, T. Oguz – 1997. – Vol. 1. – P. 311–326.

166. Silkin, V.A. Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea / V.A. Silkin [et al.] // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. – 2014. – Vol. 461. – P. 267–274. – https://doi.org/10.1016/j.jembe.2014.08.009.

167. Stanev, E.V. Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins: numerical study of the Black Sea / E.V. Stanev, J.M. Beckers // Journal of Marine Systems. – 1999. – Vol. 19, iss. 1. – P. 65–112. – <u>https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00024-4.</u>

168. Stanev, E.V. Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing: Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea / E.V. Stanev, P.Y. Le Traon, E.L. Peneva // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2000. – T. 105. – N_{\odot} . C7. – P. 17203–17216.

169. Stanev, E.V. Coastal-open Ocean Exchange in the Black Sea: Observations and Modelling / E.V. Stanev, J.M. Beckers, C. Lancelot, J.V. Staneva, P.Y. Le Traon, E.L. Peneva, M. Gregoire // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 601–620. – https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0668.

170. Staneva, J. On the sensitivity of the planktonic cycle to physical forcing. Model study on the time variability of the Black Sea ecological system / J. Staneva, E. Stanev, T. Oguz // Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea / edit. L.I. Ivanov, T. Oguz. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishes, 1998. – Vol. 47. – P. 301–322.

171. 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, №. 4. – P. 249–302. – <u>https://doi.org/10.1016/0079-</u> <u>6611(94)90020-5</u>.

172. Sur, H.İ. The impacts of continental shelf/deep water interactions in the Black Sea / H. İ. Sur, Y.P. Illyin, E. Özsoy, Ü. Ünlüata // J. mar. Sys. – 1996. – Vol. 7. – P. 293– 320.

173. Sverdrup, H.U. On vernal blooming of phytoplankton / H.U. Sverdrup // J. Conseil Exp. Mer. – 1953. – Vol. 18. – P. 287–295.

174. Tebo, B.M. Manganese (II) Oxidation in the Suboxic Zone of the Black Sea / B.M. Tebo // Deep Sea Res. – 1991. – Vol. 38, supp. 2. – P. 883–905. – https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80015-9.

175. Tebo, B.M. Sulfate-reducing bacterium grows with Cr(VI), U(VI), Mn(IV), and Fe(III) as electron acceptors / B.M. Tebo, A.Y. Obraztsova // FEMS Micribiol. Lett. – 1998. – Vol. 162, iss. 1. – P. 193–198. – <u>https://doi.org/10.1111/j.1574-6968.1998.tb12998.x.</u>

176. Titov, V.B. Formation of the upper convective layer and the cold intermediate layer in the Black Sea in relation to the winter severity / V.B. Titov // Oceanology. – 2004. – Vol. 44. – P. 327–330.

177. Tsiaras, K.P. A three-dimensional coupled model of the western Black Sea plankton dynamics: Seasonal variability and comparison to SeaWiFs data / K.P. Tsiaras, V.H. Kourafalou, A. Davidov, J. Staneva // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – Vol. 113, iss. C7. – doi:10.1029/2006JC003959.

178. Turner. J.S. A note on wind mixing at the seasonal thermocline / J.S. Turner // Deep-Sea Res. – 1969. – Vol. 16. – P. 297–300.

179. United Nations Education, Science, and Cultural Organization, Progress on oceanographic tables and standards 1983 – 1986: work and recommendations of UNESCO/SCOR/ICES/IAPSO Joint Panel, Tech. Pap. Mar. Sci. – 1996. – Vol. 50. – 59 p. 180. Uppala, S.M. The ERA-40 re-analysis / S.M. Uppala [et al.] // Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc. – 2005. – Vol. 131, № 612. – P. 2961–3012. – doi:10.1256/qj.04.176.

181. Ward, B.B. Nitrogen transformations in the oxic layer of permanent anoxic basins: the Black Sea and the Cariaco Trench / B.B. Ward, K.A. Kilpatrick // Black Sea Oceanography. – Springer Netherlands, 1991. – P. 111–124.

182. Whitehead, J.A. Convective circulation in mesoscale abyssal basins / J.A. Whitehead, G.K. Korotaev, S.N. Bulgakov // Geophys. and Astrophys. Fluid Dynamics. – 1998. – Vol. 89, iss. 3–4. – P. 169–203. – http://dx.doi.org/10.1080/03091929808203685.

183. Wroblewski, J.S. A model of phytoplankton plume formation during variable Oregon upwelling / J.S. Wroblewski // J. Mar. Res. – 1977. – Vol. 35. P. 357–394.

184. Xing, X. Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo floats: Chlorophyll a retrieval / X. Xing, A. Morel, H. Claustre, D. Antoine, F. D'Ortenzio, A. Poteau, A. Mignot// Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, iss. C6. – doi:10.1029/2010JC006899.

185. Yakushev, E.B. One-dimensional modeling of nitrogen and sulfur cycles in the aphotic zones of the Black and Arabian Seas / E.B. Yakushev, L.N. Neretin // Global Biogeochem. Cycles. – 1997. – Vol. 11, iss. 3. – P. 401–414. – doi:10.1029/97GB00782.

186. Yakushev, E.V. Mathematical modelling of oxygen, nitrogen, sulfur and manganese cycling in the Black Sea / E.V. Yakushev // Nato Science Series 2 Environmental Security. – 1998. – Vol. 47, №. 2. – P. 373–384.

187. Yakushev, E.V. Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a numerical model / E.V. Yakushev, F. Pollehne, G. Jost, I. Kuznetsov, B. Schneider, L. Umlauf // Marine Chemistry. – 2007. – Vol. 107, iss. 3. – P. 388–410. – <u>https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.06.003.</u>

188. Yankovsky, A.E. The influence of shelfbreak forcing on the alongshelf penetration of the Danube buoyant water, Black Sea / A.E. Yankovsky, E.M. Lemeshko, Y.P. Ilyin // Continental shelf research. – 2004. – Vol. 24, iss. 10. – P. 1083–1098. – https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007. 189. Yao, W. The rate of sulfide oxidation by δ MnO2 in seawater / W. Yao, F.J. Millero // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1993. – Vol. 57, iss. 14. – P. 3359–3365. – <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90544-7.</u>

190. Yunev, O.A. Long-term variations of surface chlorophyll a and primary production in the open Black Sea / O.A. Yunev// Marine ecology progress series. – 2002. – Vol. 230. – P. 11–28. – URL: <u>http://www.jstor.org/stable/24865090</u> (дата обращения: 16.08.2017).

191. Yunev, O.A. Long-term variability of vertical chlorophyll a and nitrate profiles in the open Black Sea: eutrophication and climate change / O.A. Yunev, S. Moncheva, J. Carstensen // Marine Ecology Progress Series. – 2005. – Vol. 294. – P. 95– 107. – <u>doi:10.3354/meps294095.</u>

192. Zatsepin, A.G. Influence of wind field on water circulation in the Black Sea / A.G. Zatsepin, V.V. Kremenetskiy, S.G. Poyarkov, Y.B. Ratner, S.V. Stanichny // Complex Investigation of the Northeastern Black Sea. – Moscow: Nauka, 2002. – P. 91–105.

193. Zatsepin, A.G. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A.G. Zatsepin, A.I. Gizburg, A.G. Kostianoy, V.V. Kremenetskiy, V.G. Krivosheya, S.V. Stanichny, Pierre-Marie Poulain // J. of Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108, iss. C8. – P. 1–27. – doi:10.1029/2002JC001390.

194. Zatsepin, A.G. Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: laboratory modeling for the Black Sea / A.G. Zatsepin, E.S. Denisov, S.V. Emel'yanov, V.V. Kremenetskiy, S.G. Poyarkov, O.Yu. Stroganov, R.R. Stanichnaya, S.V. Stanichny // Oceanology. – 2005. – Vol. 45, iss. 1. – P. S13–S26.

195. Zatsepin, A.G. Subsatellite polygon for studying hydrophysical processes in the Black Sea shelf-slope zone / A.G. Zatsepin [et al.] // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. – 2014. – Vol. 50, iss. 1. – P. 13–25. – http://dx.doi.org/10.1134/S0001433813060157.

196. Zhou, F. Cross-shelf exchange in the northwestern Black Sea / F. Zhou, G. Shapiro, F. Wobus // J. of Geophys. Res. Oceans. – 2014. – Vol. 119. – P. 1–22. – doi:10.1002/2013JC009484.